

С.М.Бескин

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ  
РАЙОНИРОВАНИЕ  
ОБЛАСТЕЙ  
ГРАНИТОИДНОГО  
ПЛУТОНИЗМА  
(ДЕДУКТИВНЫЙ ПОДХОД)

Москва-2007

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ  
РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ УНИТАРНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ  
ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ И КРИСТАЛЛОХИМИИ  
РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

**С.М.Бескин**

**МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ  
РАЙОНИРОВАНИЕ  
ОБЛАСТЕЙ  
ГРАНИТОИДНОГО  
ПЛУТОНИЗМА  
(ДЕДУКТИВНЫЙ ПОДХОД)**

Москва-2007

С.М.Бескин. Металлогеническое районирование областей гранитоидного плутонизма (дедуктивный подход). – М.: ИМГРЭ, 2007, 108 с.

В работе обоснована теоретическая вероятность (или невероятность) возникновения существенных скоплений конкретных полиминеральных парагенезисов по отношению к определенным блокам земной коры. Показано соответствие теоретическому ожиданию приемов районирования, предусматривающих оптимальную, по изданным геологическим и геофизическим картам, методологию: оконтуривание в пределах выбранной области металлогенических зон, внутри них – рудных районов (узлов), их оценка, оконтуривание внутри них потенциальных рудных полей (участков).

Табл. 12, илл. 16, библи. 207 наим.

## Введение

Научный и прикладной интерес к гранитоидам и к сопряженному с ними оруденению (W, Mo, Sn, Be, Bi, Ta, Li, Cs, Rb, частично Cu, U, TR, Zr и др.), в том числе в аспекте минерагенического районирования разноранговых площадей, постоянен. Здесь сделана попытка рассмотреть ОТДЕЛЬНО: а) логико-теоретические и б) методологические основы, на которых базируется последовательно-иерархическое (провинция, зона – рудный район, узел – рудное поле, участок) металлогеническое районирование областей гранитоидного плутонизма. Такое намерение вызвано тем, что в металлогении, как и вообще в геологии, слишком монополюбно господствует индуктивный подход: наблюдаемые факты → эмпирические выводы → теоретическое объяснение. Вместе с тем для развития того или иного учения и ускоренного решения прикладных задач вначале все-таки нужна теория.

Применительно к гранитоидам и к сопряженному с ними оруденению понятие «теория» неоднозначно. Углубленный разбор этого вопроса выходит за рамки книги. Здесь мы лишь отстаиваем важность дедуктивного подхода, хотя бы в виде ретроспективной дедукции. Имеется в виду:

- 1) построение предварительных логико-теоретических СТАТИЧЕСКИХ схем,
- 2) получение доступных эмпирической проверке следствий,
- 3) их экспериментальная проверка,
- 4) оформление статической теории,
- 5) ее «серийное» применение.

Указанная схема разделяется многими исследователями [104, 124 и др.].

Возвращаясь к металлогеническому районированию и к неотрывному от него прогнозированию оруденения, подчеркнем, что имеем дело с ПЕРИОДИЧЕСКОЙ системой, на различных «витках» которой осуществляется четыре последовательные операции:

- а) оконтуривание территорий, потенциально перспективных на интересующее нас оруденение,
- б) среди них намечаются те, которые представляются особенно перспективными,
- в) оценивается металлогенический потенциал или прогнозные ресурсы полезного ископаемого в этих, наиболее перспективных площадях,
- г) рекомендуются детализационные исследования, то есть и новый «виток», предусматривающий проведение сходных операций [116 и др.].

Очевидно, прежде чем приступить к стадии «а», надо иметь теоретическую концепцию о том, ЧТО есть самое главное, обуславливающее возникновение интересующей нас рудоносной площади, причем только данного иерархического ранга. Если такая концепция есть, то из нее неминуемо – в качестве следствия – возникнет и главный методический прием, позволяющий эффективно, с наименьшими затратами выполнить работы этой стадии. Если такой концепции нет, то методический прием или не возникнет, или, что чаще, возникнув эмпирически, будет проходить слишком длительный путь своего упрочения.

Так, например, эмпирически уже к 40-м годам XX в. стало известно, что существуют провинции и зоны оловорудные и молибденовые (работы С.С.Смирнова и др.). Но только к середине 80-х годов начали подходить к пониманию того, что гранитоидные системы, для которых характерно оловянное оруденение, отличаются восстановительным характером региональных эндогенных процессов (ильменитовая феррофация гранитоидов), в то время как для Мо-оруденения характерны окислительные условия (магнетитовая феррофация). Иными словами, констатация того, что региональная (после того, как глобальное районирование закончено) гранитогенная металлогения в первую очередь есть МАГНИТОМЕТРИЧЕСКАЯ металлогения, запоздала на 50 лет. Этого бы не случилось, если бы существовала теория о возможности или невозможности возникновения промышленных скоплений определенных минералов, в том числе рудных, в связи с теми или иными феррофациями гранитоидов и гранитов.

Попытка создания такого рода теорий и предпринята в этой работе. В каждой ее части изложение материала идет по такой схеме: теория, включая не столько динамические-генетические, сколько статические логические системы → практические следствия, из которых вытекают и принципы методики металлогенического районирования или оценки территорий → разработка и апробация главного метода, т. е. экспериментальная проверка теории → формулирование окончательного вывода, в том числе настаивание на внедрении метода в практику. Основное внимание уделено именно логико-теоретическим основам, потому что, коль скоро они четко сформулированы, то вывод о следствиях заключен, как правило, в одной-двух фразах.

Сведения о разработке и апробации главных методов РАЙОНИРОВАНИЯ, что всегда касается геофизики, даны предельно кратко и исключительно по уже опубликованным работам, в основном Э.Н.Лишневого. То же, касающееся вновь предлагаемых методов петро- и геохимических ОЦЕНОК рудных районов, дано подробно. Одной из черт этой книги, как и статей Э.Н.Лишневого, является то, что в ней настаивается на необходимости формулирования ЗАПРЕТОВ в части воз-

можного появления промышленного оруденения того или иного металла в пределах разноранговых площадей определенных типов.

Упомянувшийся выше примат статике («как построено?»), а не динамики («каков генезис?»), обусловил то, что в этой книге намеренно оставлены в стороне представления о тех или иных физико-химических (термодинамических) концепциях, обычно обсуждаемых в современной эндогенной геологии.

На первом этапе работа (по более широкой тематике) выполнялась при финансовой поддержке РФФИ по проекту 94-05-17160 совместно с Э.Н.Лишневым: его разделы (геофизические аспекты металлогении) уже опубликованы. В обсуждении многих вопросов принимали участие В.Н.Бондаренко, К.Л.Волочкович, С.П.Гаврилова, А.А.Духовский, А.Г.Жабин, В.В.Иванов, С.М.Кравченко, В.Н.Ларин, И.Е.Максимюк, А.Ю.Малевский, Ю.Б.Марин, Э.Ф.Минцер, Б.И.Омельяненко, М.Ю.Поваренных, А.П.Хомяков, Б.М.Шмакин. В составлении картотек и карт неоценимую помощь оказала Р.М.Дашок, в подборе библиографии – И.Е.Максимюк. Всем перечисленным коллегам, редактору Т.И.Нефеловой, руководству ИМГРЭ и РФФИ автор глубоко признателен.

## **Часть 1. ТЕОРИЯ И ПРАКТИКА РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ОБЛАСТЕЙ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА**

### **1.2. О вероятности возникновения промышленных скоплений рудных и существенных концентраций жильных, породообразующих и аксессуарных минералов в гранитоидных ареалах повышенной и пониженной щелочности**

Региональное районирование предусматривает рассмотрение щитов, субщитов, складчатых систем, их крупных частей. В их пределах выделяются и оконтуриваются металлогенические пояса, провинции, зоны размерами в сотни и в десятки тысяч квадратных километров, во всяком случае не менее 10–15 тыс. км<sup>2</sup>. Очевидно, что рассмотрение эндогенной гранитоидной активности в подобных геоблоках по вертикали не должно быть меньше 10 км, а по геологическому времени не менее, как одна гранитоидная серия [144] (имеются в виду, как правило, фанерозойские и протерозойские серии).

Сказанным определяется то, что мы имеем дело с наиболее обобщенными закономерностями интересующего нас концентрированного (месторождения, значительные скопления аксессуаров и т. п.), а не вообще минералообразования. Иными словами, в этой части книги речь идет о рудно-магматических МЕГАСИСТЕМАХ в целом. Поэтому, в частности, неважно: из расплава, флюида или гидротермального раство-

ра кристаллизуется тот или иной интересующий нас минерал. И происходит ли это в пределах гранитоидного плутона или во вмещающих его породах.

Некоторые иные положения, лежащие в основе этого раздела, следующие:

1. Магматические породы, в том числе гранитоиды, разделяются на группы по уровню щелочности [67, 142 и др.]. На этот счет существуют различные критерии [34, 56, 103, 104, 127 и др.]. При обобщающих региональных рассуждениях допустимо оперировать с абстрагированными крайними градациями: с гранитоидными ареалами повышенной или, альтернативно, пониженной щелочности [75, с. 116, 117 и др.]. Как будет видно из дальнейшего, в конечном счете нам понадобятся не упомянутые две меры щелочности гранитоидных серий, а суждения об окисленных (чаще всего как раз повышенной щелочности) и о восстановленных (пониженной) рудно-магматических гранитоидных системах. Однако для первоначальной организации материала цепь логико-теоретических построений удобнее вести, пользуясь двумя градациями условной щелочности.

2. Гранитоиды – существенно полевошпатовые породы: суммарное содержание в них калиевого полевого шпата, альбита, олигоклаза составляет 50–70%. В этом отношении к ним наиболее близки сиениты, особенно нефелиновые сиениты, содержащие 60–80% щелочных полевых шпатов. Минералогия нефелиновых сиенитов изучена хорошо (см., например, [168], в т. ч. библиографию). Поэтому целесообразно привлекать материалы по некоторым из таких плутонов в качестве достоверных эталонов минералообразования в высокощелочных условиях. В частности, например, коль скоро большие количества эндогенных карбонатов (в том числе карбонатиты) возникают в ареалах нефелиновых сиенитов, то и гранитогенные месторождения карбонатов (Y-TR-F-карбонатов) конечно формируются в ареалах гранитоидов повышенной щелочности. И раз мантийная природа агапитовых нефелиновых сиенитов несомненна, то и доля мантийной компоненты при формировании гранитоидов повышенной щелочности выше, чем при формировании гранитоидов низкой щелочности.

3. Из других основ, на которых базируется этот раздел, укажем на курсы минералогии и работы, учитывающие рентгеноструктуру минерального вещества, ибо главное в классификации минералов – кристаллохимический принцип [8, 9, 37, 50, 63, 163 и мн. др.]; на кларки элементов в гранитоидах и гранитах [24, 28, 106, 114 и др.]; на списки акцессорных минералов в гранитоидах [105, 112 и др.]; на фундаментальные свойства химических элементов, в конечном счете отражающихся в современных вариантах периодической системы Д.И. Менделеева.

Базируясь на перечисленных материалах, покажем, как можно чисто теоретически выйти на причинно-следственную цепь, в которой есть металлогеническое звено, доступное эмпирической проверке.

Список породообразующих, акцессорных, рудных и жильных минералов (кроме кварца, полевых шпатов, биотита, мусковита, обыкновенных роговых обманок и пироксенов), в больших количествах могущих встречаться в гранитоидах и (или) в сопряженных с ними месторождениях, представлен в табл. 1. Он подразделен на: 1) силикаты, в том числе алюмо-, берилло-, цирконосиликаты, бериллаты, фосфаты; 2) оксиды, вольфраматы, молибдаты; 3) карбонаты; 4) фториды; 5) сульфиды. Рациональность такой рубрикации для формулирования теоретического ожидания приуроченности крупных скоплений тех или иных минералов к ареалам гранитоидов повышенной или пониженной щелочности станет понятна из дальнейшего.

1.1.1. СИЛИКАТЫ, БЕРИЛЛАТЫ, ФОСФАТЫ, перечисленные в табл. 1, имеют катионы, которые по А.А. Годовикову [50], предложившему константу – «силовую характеристику, СХ», трех групп. В первую входят катионы с основными, в том числе с щелочными (первые семь) свойствами, СХ=4–61:  $\text{Li}^{1+}$ ,  $\text{Na}^{1+}$ ,  $\text{K}^{1+}$ ,  $\text{Rb}^{1+}$ ,  $\text{Cs}^{1+}$ ,  $\text{Sr}^{2+}$ ,  $\text{Ba}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Y}^{3+}$ ,  $\text{La}^{3+}$ ,  $\text{Ce}^{3+}$  и др. Во вторую группу входят катионы с амфотерными свойствами, СХ=58–129:  $\text{Be}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Ti}^{3+,4+}$ ,  $\text{Zr}^{4+}$ ,  $\text{Zn}^{2+}$ ,  $\text{Th}^{4+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$  и др. В третью – катионы-анионообразователи, т. е. с кислотными свойствами, СХ=175 и более: S, P, C, Si, B, F и др.

Применительно к гранитогенным минералам рассматриваемых классов в градации А.А. Годовикова целесообразно внести коррективы. Во-первых, «вилка» значений СХ (основной s-элемент  $\text{Mg}=61,1$ ; амфотерный d-элемент  $\text{Ti}^{3+}=61,1$ ; амфотерный d-элемент  $\text{Zn}=58,1$ ) может быть изменена:  $\text{Zn}^{2+}$  здесь не амфотер, а основной элемент [75, с. 120]. Так что он примкнет к другим основным d-элементам  $\text{Mn}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{2+}$  [183] с СХ, равными 40,0 и 44,4 соответственно. Тогда размах значений СХ для основных катионов останется в пределах 4–61, для амфотерных станет не 58–129, а 61–129, что более естественно.

Во-вторых, среди амфотерных катионов мы склонны обособить трехвалентный алюминий. Ведь кларк этого элемента в гранитоидах,  $(72-82) \times 1000$  г/т, намного выше кларков других амфотеров: менее  $(14-30) \times 1000$  г/т, если иметь в виду железо в целом; а если только  $\text{Fe}^{3+}$ , то еще меньше. Это обстоятельство, на наш взгляд, не может не повлиять на металлогенические свойства кислородсодержащих минералов. К тому же в отличие от других амфотеров алюминий наиболее близок к кремнию: например, переход Al-VI - Al-IV является зарядным процессом [75, с. 48]. Положение интересующих нас ионов в системе Д.И. Менделеева показано на рис. 1.

Минералы, выступающие: в качестве второстепенных и аксессуаров в гранитных массивах (а) и жильных и рудных в сопряженных с гранитами месторождениях W, Sn, Mo, Be, Li, Nb, Ta, Y, TR, Zr (б). Без учета полевых шпатов, кварца, биотита, обыкновенных роговых обманок и пироксенов

| Минералы;<br>а, б и (б)*        | Химические<br>формулы  | Условный<br>символ;<br>примечания |
|---------------------------------|--|-----------------------------------|
| 1                               | 2  | 3                                 |
| 1. СИЛИКАТЫ, БЕРИЛЛАТЫ, ФОСФАТЫ |  |                                   |
| 1.1. Силикаты                   |  |                                   |
| Циркон – а, б                   | Zr[SiO <sub>4</sub> ]  | Am                                |
| Гранат – а, (б)                 | (Mn, Fe <sup>2+</sup> ) <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> [SiO <sub>4</sub> ]**   | Ct+Al                             |
| Топаз – а, б                    | Al <sub>2</sub> [SiO <sub>4</sub> ](F, OH) <sub>2</sub>  | Al, Al+Am                         |
| Сфен – а                        | CaTi[SiO <sub>4</sub> ](O, OH, F)  | Ct+Am                             |
| Ортит – а                       | (Ca, Ce) <sub>2</sub> (Al, Fe <sup>3+</sup> ) <sub>3</sub> [SiO <sub>4</sub> ][Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ]O(OH)                           | Ct+Am                             |
| Кордиерит – а                   | Mg <sub>2</sub> Al <sub>3</sub> [AlSi <sub>5</sub> O <sub>18</sub> ]   | Ct+Al                             |
| Турмалин – а, б                 | Na(Mg, Fe, Mn, Li, Al) <sub>3</sub><br>Al <sub>6</sub> [Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub> (BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub> (OH, F) <sub>4</sub> ] | Ct+Al                             |
| Сподумен – а, б                 | LiAl[Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub> ]  | Ct+Al                             |
| Эгирин – а, (б)                 | NaFe <sup>3+</sup> [Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub> ]   | Ct+Am                             |
| Арфведсонит – а, (б)            | Na <sub>3</sub> (Mg, Fe <sup>2+</sup> ) <sub>4</sub> (Fe, Al)[Si <sub>4</sub> O <sub>11</sub> ] <sub>2</sub> (OH, F)                           | Ct+Am                             |
| Рибекит – а, (б)                | Na <sub>2</sub> Fe <sup>2+</sup> Fe <sup>3+</sup> [Si <sub>4</sub> O <sub>11</sub> ] <sub>2</sub> (OH) <sub>2</sub>                            | Ct+Am                             |
| Циннвальдит – а, б              | KLiFe <sup>2+</sup> Al[Si <sub>3</sub> AlO <sub>10</sub> ](F, OH) <sub>2</sub>   | Ct+Al                             |
| Лепидолит – а, б                | KLi <sub>1,5</sub> Al <sub>1,5</sub> [Si <sub>3</sub> AlO <sub>10</sub> ](F, OH) <sub>2</sub>  | Ct+Al                             |
| Fe-полилитнионит – а, б         | KLi <sub>2</sub> (Al, Fe <sup>3+</sup> )[Si <sub>4</sub> O <sub>10</sub> ](F, OH) <sub>2</sub>   | Ct+Am                             |
| Поллуцит – б, (б)               | Cs[AlSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub> ]  | Ct+Al                             |
| Петалит – б, (б)                | Li[AlSi <sub>4</sub> O <sub>10</sub> ]   | Ct+Al                             |
| Эльпидит – а, б                 | Na <sub>2</sub> [Zr(Si <sub>6</sub> O <sub>15</sub> ) <sub>3</sub> H <sub>2</sub> O]   | Ct+Al                             |
| Эвклаз – б                      | AlBe[SiO <sub>4</sub> ](OH)  | Al, Al+Am                         |
| Фенакит – б                     | Be <sub>2</sub> [SiO <sub>4</sub> ]  | Am                                |
| Барилит – а, б                  | BaBe <sub>2</sub> [Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ]  | Ct+Am                             |
| Берtrandит – б                  | Be <sub>4</sub> [Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ](OH) <sub>2</sub>   | Am                                |
| Берилл – б                      | Al <sub>2</sub> Be <sub>3</sub> [Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub> ]   | Al, Al+Am                         |
| Бавенит – б                     | Ca <sub>4</sub> (Be, Al) <sub>4</sub> Si <sub>9</sub> (O, OH) <sub>26</sub> (OH) <sub>2</sub>  | Ct+Am                             |
| Лейкофан – б                    | NaCa[BeSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub> ]F   | Ct+Am                             |
| Гентгельвин – б                 | Zn <sub>8</sub> [BeSiO <sub>4</sub> ] <sub>2</sub> S <sub>2</sub>  | Ct+Am                             |
| Гельвин-даналит – б             | (Mn, Fe <sup>2+</sup> ) <sub>8</sub> [BeSiO <sub>4</sub> ] <sub>2</sub> S <sub>2</sub>   | Ct+Am                             |
| Гадолинит – а, б                | Fe <sup>2+</sup> Y <sub>2</sub> [BeSiO <sub>4</sub> ] <sub>2</sub> O <sub>2</sub>  | Ct+Am                             |
| 1.2. Бериллаты                  |  |                                   |
| Хризоберилл – б                 | [Al[BeO <sub>4</sub> ]]  | [Al, Al±Am]                       |

## 1.3. Фосфаты

|                     |  |              |
|---------------------|--|--------------|
| Амблигонит – б, (б) | LiAl [PO <sub>4</sub> ](F, OH)   | Ct+Al        |
| Ксенотим – а, б     | (Y, TR, Th, Zr) [(PO <sub>4</sub> ), (SiO <sub>4</sub> )]                                | Am, Ct+Am    |
| Мон ацит – а, б     | (Ce, La, Th) [(PO <sub>4</sub> ), (SiO <sub>4</sub> )]                                   | Ct±Ct+Am     |
| Апатит – а          | (Ca, Ce, Na) <sub>5</sub> [(PO <sub>4</sub> ), (SiO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub> ](F, Cl) | Ct или Ct+Am |

## 2. ОКСИДЫ, ВОЛЬФРАМАТЫ, МОЛИБДАТЫ

## 2.1. Оксиды

|                   |   |                 |
|-------------------|---|-----------------|
| Ильменит – а      | Fe <sup>2+</sup> TiO <sub>3</sub>                                     | Ct <sub>0</sub> |
| Касситерит – а, б | SnO <sub>2</sub>  | Ct <sub>0</sub> |
| Стрюверит – а, б  | (Ti, Ta, Nb, Fe <sup>2+</sup> )O <sub>2</sub>                         | Ct <sub>0</sub> |
| Магнетит – а      | Fe <sup>2+</sup> Fe <sup>3+</sup> O <sub>4</sub>                      | Ct + Am         |
| Пироклор – а, (б) | (Ca, Na) <sub>2</sub> (Nb, Ta) <sub>2</sub> O <sub>6</sub> (F, OH, O) | Ct + Am         |
| Микролит – (б)    | (Ca, Na) <sub>2</sub> (Na, Ti) <sub>2</sub> O <sub>6</sub> (O, OH, F) | Ct <sub>0</sub> |
| Колумбит – а, (б) | (Fe <sup>2+</sup> , Mn)(Nb, Ta) <sub>2</sub> O <sub>6</sub>           | Ct + Am         |
| Танталит – б, (б) | (Mn, Fe <sup>2+</sup> )(Ta, Nb) <sub>2</sub> O <sub>6</sub>           | Ct <sub>0</sub> |
| Вольфрамит – а, б | (Fe <sup>2+</sup> , Mn)WO <sub>4</sub>                                | Ct <sub>0</sub> |

## 2.2. Вольфраматы, молибдаты

|                   |   |                             |
|-------------------|---|-----------------------------|
| Вольфрамит – б    | (Mn, Fe <sup>2+</sup> )[WO <sub>4</sub> ] | Ct <sub>0</sub> или Ct + Am |
| Шеллит – а, б     | Ca[WO <sub>4</sub> ]                      | Ct <sub>0</sub> или Ct + Am |
| Молибдошеелит – б | Ca[(W, Mo) <sub>4</sub> ]                 | Ct + Am                     |

## 3. КАРБОНАТЫ

|               |   |  |
|---------------|---|--|
| Бастнезит – б | Ce[CO <sub>3</sub> ](OH, F)                         |  |
| Паризит – б   | CaCe <sub>2</sub> [CO <sub>3</sub> ] <sub>3</sub> F |  |
| Синхизит – б  | CaCe[CO <sub>3</sub> ] <sub>2</sub> F               |  |

## 4. ФТОРИДЫ (см. табл. 3)

|                     |   |  |
|---------------------|---|--|
| Флюорит – а, б      | CaF <sub>2</sub>  |  |
| Иттрофлюорит – (б)  | Ca <sub>1-x</sub> Y <sub>2/3x</sub> F <sub>2</sub> = (Ca, Y)(F, O) <sub>2</sub> |  |
| Гагаринит – (б)     | NaCaYF <sub>6</sub>   |  |
| Криолит – а, б, (б) | Na <sub>2</sub> [NaAlF <sub>6</sub> ]   |  |

## 5. СУЛЬФИДЫ (см. табл. 4)

|                    |  |  |
|--------------------|--|--|
| Галенит – б        | Pb[S]  |  |
| Сфалерит – б       | Zn[S]  |  |
| Пирротин – а, б    | Fe <sub>1-x</sub> [S] = Fe <sup>2+</sup> Fe <sub>2-x</sub> <sup>3+</sup> [S]             |  |
| Халькопирит – б    | CuFe <sup>2+</sup> [S] <sub>2</sub> = Cu <sup>1+</sup> Fe <sup>3+</sup> [S] <sub>2</sub> |  |
| Станнин – б        | CuFeSn[S] <sub>4</sub>   |  |
| Пирит – а, б       | Fe[S <sub>2</sub> ]  |  |
| Арсенопирит – а, б | Fe[As, S]  |  |
| Молибденит – а, б  | Mo[S <sub>2</sub> ]  |  |

\* (б) – второстепенные породообразующие и аксессуарные минералы малых массивов редкометалльных гранитов и даек сподуменовых пегматитов (по сути – тоже редкометалльных гранитов [22]), могущих полностью или частями выступать рудными телами, приравненные к рудным и жильным минералам.

\*\* Альмандин и спессартин.

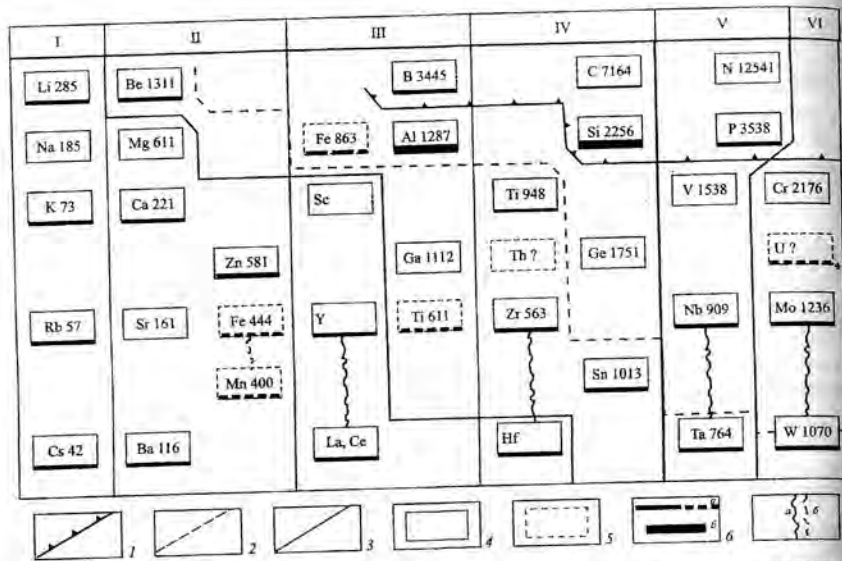


Рис. 1. Химические элементы, входящие в состав аксессуарных, жильных и рудных минералов, образующих существенные скопления в гранитоидных плутонах и (или) в сопряженных с ними месторождениях вольфрама, олова, редких металлов. Цифры – силовая характеристика (гамма-орг.  $\cdot 10^3$ ) по А.А.Годовикову [50].

1 – линия, пограничная между элементами с кислотными (вправо, вверх) и амфотерными (влево, вниз) свойствами; 2 и 3 – между элементами с амфотерными (вправо, вверх) и основными (влево, вниз) свойствами; 2 – для оксидов и вольфраматов; 3 – для силикатов, фосфатов, карбонатов; 4 – места элементов в системе Д. И. Менделеева; 5 – условные места некоторых элементов с переменными валентностями; 6 – обычные (а) элементы аксессуарных, рудных и жильных кислородсодержащих минералов, образующих скопления в связи с гранитоидами; и они же высококларковые (б); 7 – пары изоморфных аналогов с меньшей (низ) и с большей (верх) склонностью формировать анионные радикалы (а); с большей (низ) и меньшей (верх) склонностью выступать катионами при анионных радикалах (б).

Полевошпатовые, т. е. алюмосиликатные расплавы имеют ионную природу, поскольку являются электропроводящими. В их составе катионы и анионы, в том числе сложные анионы  $[\text{SiO}_4]$ ,  $[\text{PO}_4]$ ,  $[\text{AlO}_4]$  и их группы, которые, взаимодействуя между собой, могут создавать новые группировки – сиботаксисы. Их варианты зависят от конкретных термодинамических параметров и химического состава расплава. В частности, присутствие наиболее сильных оснований, особенно щелочей, стимулирует у амфотерных элементов проявление их анионнообразовательной функции [75, с. 167; 111 и др.]. А.А.Годовиков иллюстрирует это таким рядом:  $\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$  пироксен  $\rightarrow$   $\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$  пироксен  $\rightarrow$

$\text{K}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$  каркасовый алюмосиликат  $\rightarrow$   $\text{Cs}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$  каркасовый алюмосиликат. То есть с падением СХ:  $\text{Li}=28,5$ ,  $\text{Na}=18,5$ ,  $\text{K}=7,3$ ,  $\text{Cs}=4,2$ , особенно заметным на границе  $\text{Na}/\text{K}$ , координационное число трехвалентного алюминия скачкообразно меняется с 6 на 4.

Здесь необходимы замечания. Во-первых, приведенный пример иллюстрирует и отмечающуюся выше особенность трехвалентного алюминия: ведь если бы выступили иные, низкокларковые анионы-амфотеры, «заменители алюминия» [168], то при щелочном катионе  $\text{Na}^{1+}$  могли бы возникнуть не цепочечные силикаты-пироксены, а каркасовые металлосиликаты. Во-вторых, несмотря на словах о расплаве и о минералообразовании, мы все-таки ведем речь о твердом кристаллическом веществе минералов. Вместе с тем, согласно современным данным форма переноса компонентов интересующих нас минералов во многом определяется химией комплексных соединений. Самый же момент минералообразования может наступить после распада последних ввиду изменения физико-химических условий. С другой стороны, допустимо представить существование в расплаве или растворе в течение некоторого времени молекул полимеров на основе комплексных анионных радикалов-молекул, отвечающих важнейшим частям твердых фаз будущих минералов [117, 122]. Иными словами, «сборка» кристаллической решетки минерала будет происходить непосредственно из предкристаллических сиботаксисов, которые из-за неодинаковых физико-химических условий не обязательно сразу должны отвечать кристаллическим структурам будущих минералов [10, 176 и др.]. Главное из этих условий – опять-таки уровень щелочности расплава или раствора. Возвращаясь к сподумену, обратим внимание на то, что в расплаве его предкристаллические компоненты часто действительно имеют не цепочечно-пироксеновый, а каркасовый-алюмосиликатный характер [135, 154, 176].

Таким образом, роль катиона в «наведении» того или иного анионного радикала проявляется по-разному в зависимости от того, имеем ли мы дело с твердым кристаллическим веществом (или почти твердым, кончающим структурироваться), или только начавшим структурироваться расплавом (раствором), особенно подщелоченным. В крайнем варианте, т. е. в агпаитовых нефелиновых сиенитах, природа силикатного расплава такова, что  $\text{Ti}^{3+}$ ,  $\text{Zr}^{4+}$ ,  $\text{TR}^{3+}$ ,  $\text{Nb}^{5+}$  и др., в твердом веществе обычно выступающие в качестве катионов, в расплаве переходят в анионную часть его структуры [50, 74, 75, 168, с. 158]. Но и в системах, «отвечающих породам нормального ряда (дуниты  $\rightarrow$  граниты), широко распространены смешанные анионные радикалы из разносортных тетраэдров (в первую очередь алюмосиликатные)» [50, с. 77].

«Если в соединении нет катионов-оснований, то амфотерный элемент выступает в роли типичного катиона:  $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$  – циркон,  $\text{Be}[\text{SiO}_4]$  – фенакит и др. Аналогичную роль амфотерные катионы игра-

ют и тогда, когда в соединении оказывается близкий по кислотно-основным свойствам партнер. В этом случае возникает двойная (или сложная) соль, в которой оба элемента выступают в качестве равноправных катионов. Примером таких соединений является берилл  $\text{Al}_2\text{Be}_3 [\text{Si}_6\text{O}_{18}]$  – двойной силикат Al и Be, а не бериллосиликат, как это было принято считать большинством до сих пор» [50, с. 59]. Здесь опять-таки речь идет о твердом кристаллическом веществе. Если же представить себе предкристаллизационную ситуацию в подщелоченных расплавах и (или) растворах, то там сиботаксисы будущего берилла в какой-то мере вероятнее всего могут быть и бериллосиликатными. То же относится к фенакиту, циркону и т. д. [204 и др.].

*Резюмируем:* рассматривая силикаты, мы, во-первых, различаем в них катионы-основания (обозначаем их St), высококларковый амфотер-алюминий (Al), другие – низкокларковые для силикатов и сходных соединений – амфотеры (Am), а также естественно Si с его кремнекислородными тетраэдрами. Во-вторых, каждый силикатный минерал на его предкристаллизационных стадиях мы предлагаем как предельный случай, предусмотренный А.А.Годовиковым и другими исследователями [75, 190], представлять в виде алюмо-, берилло-, цирконо-, ферри-, титаносиликатов, то есть (отвлекаясь от присутствия еще конструкций из тетраэдров  $[\text{SiO}_4]$ ) как сочетания: St+Al, St+Am, Al+Am, а также как Am и St. Уже из вышесказанного очевидно, что для обстановок повышенной щелочности подходят варианты St+Am и Al+Am. А для обстановок низкой щелочности – St+Al и Al+Am.

Понятнее все это показать на конкретных примерах. В первую очередь обратим внимание на эгирин и на все тот же сподумен. Петрологические особенности этих пироксенов, как известно, противоположны: первый распространен в плутонах агапитовых нефелиновых сиенитов, а если в качестве второстепенного минерала появляется в гранитоидах, то служит надежным индикатором для отнесения их к щелочному ряду [67]. Второй, напротив, приурочен к натро-литиевым гранитам и пегматитам, возникающим на финальной стадии формирования серий низкощелочных гранитоидов [40, 47, 79].

В соответствии с заявленным подходом полагаем, что, прежде чем преобразоваться в компоненты цепочечных силикатов-пироксенов на предкристаллизационных стадиях в расплавах или в растворах, сиботаксисы обоих рассматриваемых минералов вначале имели характер частиц каркасных силикатов (в согласии, кстати, с предположениями В.И.Вернадского, А.Е.Ферсмана, В.В.Цербины и с последующими подтверждениями в экспериментах [36, 55, 135 и др.]):

$(\text{Na}^{1+}) + ([\text{Fe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6]^{1-}) \rightarrow \text{Na}[\text{FeSi}_2\text{O}_6] \rightarrow \text{NaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ ; то есть:  
ионы  $\rightarrow$  предкристаллизационные сиботаксисы  $\rightarrow$  твердое вещество;  
 $(\text{Li}^{1+}) + ([\text{AlSi}_2\text{O}_6]^{1-}) \rightarrow \text{Li}[\text{AlSi}_2\text{O}_6] \rightarrow \text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ .

Различие комплексных анионов  $[\text{FeSi}_2\text{O}_6]$  и  $[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$  очевидно: в составе первого относительно – для силикатных расплавов – низкокларковый амфотер  $\text{Fe}^{3+}$ , а в составе второго – высококларковый  $\text{Al}^{3+}$ . Этим, а также тем, что  $\text{Al}^{3+}$  близок к  $\text{Si}^{4+}$ , явному кислотообразователю, мы склонны объяснить то, что комплексные анионы с участием алюминия – при катионах-основаниях, относящихся к редким и малым металлам – возникают в обстановках менее щелочных, чем это имеет место при образовании комплексного аниона  $[\text{FeSi}_2\text{O}_6]$ .

Обобщая рассмотренный пример, *вводим правило* о том, что вне зависимости от особенностей кристаллического строения, сложные силикатные (а также фосфатные, оксидные) минералы, в составе которых есть катионы-основания (см. рис. 1), условно подразделяются или на образующиеся вначале, хотя бы на краткое время (как реальные или гипотетические) ферри-, берилло-, цирконо-, титаносиликаты: тип St+Am – обстановка повышенной щелочности; или – как (реальные или гипотетические) алюмосиликаты (напомним: полевые шпаты и т. п. не в счет): тип St+Al – обстановка низкой щелочности. Если в составе минералов первой группы есть и алюминий, то он при определении типа не учитывается (см. табл. 1).

Далее обратимся к минералам бериллия (А.А.Годовиков советует выделять Be-минералы в отдельную группу), включив в рассмотрение бериллиевые минералы агапитовых нефелиновых сиенитов; а также изоструктурный с эвклазом топаз (табл. 2). Как видно, первая и вторая колонки таблицы вобрали в себя минералы, относящиеся к типу St+Am. Они, действительно, если говорить о больших их количествах, образуются в условиях повышенной щелочности. По контрасту с ними минералы, перечисленные в четвертой колонке, очевидно должны образовываться и в иных условиях. Действительно, в согласии с предложенным подходом, возникновение эвклаза и берилла из возможных крайних вариантов предкристаллизационных сиботаксисов можно представить двояко:

$\text{Эвклаз} = \text{Be} + [\text{AlSiO}_4] + (\text{OH}) \rightarrow \text{Be}[\text{AlSiO}_4](\text{OH}) \rightarrow \text{BeAl}[\text{SiO}_4](\text{OH})$ ;  
или  $\text{Al} + [\text{BeSiO}_4] + (\text{OH}) \rightarrow \text{Al}[\text{BeSiO}_4](\text{OH}) \rightarrow \text{AlBe}[\text{SiO}_4](\text{OH})$ .

$\text{Берилл} = 3\text{Be} + [\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}] \rightarrow \text{Be}_3[\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}] \rightarrow \text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$  или  
 $2\text{Al} + [\text{Be}_3\text{Si}_6\text{O}_{18}] \rightarrow \text{Al}_2[\text{Be}_3\text{Si}_6\text{O}_{18}] \rightarrow \text{Al}_2\text{Be}_3[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ .

Очевидно, что образование бериллосиликатных анионов осуществимо только в условиях повышенной щелочности [34] (см. колонки 1 и 2 в табл. 2). В то время как алюмосиликатных анионов – и в других условиях. Следовательно тип силикатных минералов колонки 4 – Al+Am – должен принадлежать обеим по уровню щелочности обстановкам гранитоидного петрогенезиса.



Что же касается хризоберилла, то это островной бериллат, структурно аналогичный островному силикату форстериту. Но в учебниках минералогии и в ряде работ он часто описывается и в классе сложных оксидов. Это, а также то, что по принятой символике он уверенно относится к типу Al+Am, позволяет полагать, что хризоберилл может равновероятно образовывать существенные скопления в гранитоидных ареалах повышенной и пониженной щелочности.

Таблица 2

**Кристаллохимическая группировка характерных, в т.ч. промышленных (заглавными буквами) минералов бериллия. Показано место топаза.**

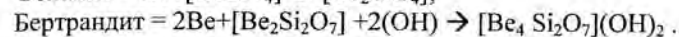
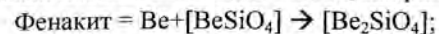
| 1. Бериллосиликаты Na; тип St+Am  | 2. Бериллосиликаты Ca, Ba, Fe <sup>2+</sup> , Mn <sup>2+</sup> , Zp; тип St+Am   | 3. Бериллосиликаты Be; тип Am   | 4. Силикаты Al, Al±Be и бериллаты Al; типы Al, Al±Am  |
|---|--|---|---|
|   | <b>ГЕНТГЕЛЬВИН</b><br>Zn <sub>4</sub> [BeSiO <sub>4</sub> ] <sub>2</sub> S<br><b>ГЕЛЬВИН-ДАНАЛИТ</b><br>(Mn, Fe) <sub>4</sub> [BeSiO <sub>4</sub> ] <sub>2</sub> S<br>Гадолинит<br>Fe <sup>2+</sup> Y <sub>2</sub> [BeSiO <sub>4</sub> ] <sub>2</sub> O <sub>2</sub>                         | <b>ФЕНАКИТ</b><br>Be <sub>2</sub> [SiO <sub>4</sub> ] =<br>= [Be <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub> ] =<br>= Be[BeSiO <sub>4</sub> ]   | Эвклаз<br>AlBe[SiO <sub>4</sub> ](OH)<br>Топаз<br>Al <sub>2</sub> [SiO <sub>4</sub> ](F, OH) <sub>2</sub><br><b>ХРИЗОБЕРИЛЛ</b><br>Al <sub>2</sub> [BeO <sub>4</sub> ]    |
| Чкаловит<br>Na <sub>2</sub> [BeSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub> ]<br>Лейкофан<br>NaCa[BeSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub> ]F | <b>ЛЕЙКОФАН</b><br>CaNa[BeSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub> ]F  | ?   | <b>БЕРИЛЛ</b><br>Al <sub>2</sub> Be <sub>3</sub> [Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub> ] =<br>= Al <sub>2</sub> Be <sub>3</sub> [Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub> ] <sub>3</sub> |
| Эпидидимит<br>Na[BeSi <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ](OH) <sub>2</sub>  | Барилит<br>BaBe <sub>2</sub> [Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ] =<br>Ba[Be <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ]<br>Бавенит<br>Ca <sub>4</sub> [Be <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>9</sub> O <sub>26</sub> ](OH) <sub>2</sub> =<br>= Ca[(Be, Al)Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ] | <b>БЕРТРАНДИТ</b><br>Be <sub>4</sub> [Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ](OH) <sub>2</sub> =<br>[Be <sub>4</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ](OH) <sub>2</sub> =<br>Be <sub>2</sub> [Be <sub>2</sub> (Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> )]<br>(OH) <sub>2</sub> | ?   |

*Примечание.* В графе 1 минералы агпаитовых нефелиновых сиенитов. В графах 2–4 минералы, входящие в парагенезисы гранитов и связанных с ними пегматитов, метасоматитов и т.п. Условные символы сообществ минералов (см. табл. 1 и текст).

Изоструктурный с эвклазом топаз, очевидно, должен иметь символ не только Al, но и Al+Am – со всеми вытекающими выводами. Таким образом, высококларковый алюминий, как говорилось, обеспечивает возможность формирования больших количеств рассмотренных Be-минералов (колонка 4 в табл. 2) в эндогенных обстановках и повышенной, и пониженной щелочности.

Переходя к третьей, промежуточной колонке табл. 2, можно априори полагать, что ее Be-минералы будут образовывать существенные

скопления в ареалах гранитоидов обеих обстановок по щелочности, но преимущественно в условиях повышенной щелочности. Действительно, фенакит и бертрандит – их тип Am – в существующих классификациях относятся к орто- и к диортосиликатам бериллия. И в таком качестве, очевидно, они должны быть отнесены к соединениям, крупные скопления которых могут возникать в нормальных и пониженных по щелочности геосистемах. Но в согласии с исследованиями Н.В.Белова [9, с. 25] их структура представляется как «единый каркас из тетраэдров без помощи катионов». Иными словами, двухвалентный Be, как и четырехвалентный Si, имеет четверную координацию и потому оба минерала относятся к каркасовым бериллосиликатам. Но в таком качестве, очевидно, они в больших количествах должны образовывать скопления в обстановках повышенной щелочности, например, по схемам:



Однако, как на это обратили внимание А.И.Гинзбург и сотрудники [46], отсутствие сильных катионов обуславливает такую каркасовость фенакита и бертрандита, которая подобна каркасовости структуры кварца, особенно для фенакита. Поэтому появление больших скоплений последнего в гранитоидных ареалах пониженной щелочности более вероятно, чем для бертрандита.

Таким образом, фенакит и бертрандит (тип Am), у которых низкокларковый амфотер-бериллий выступает единственным катионом, при этом в двух вариантах (см. выше), в больших количествах могут образовывать скопления в обстановках как повышенной, так и пониженной щелочности, но предпочтительно – особенно это касается бертрандита – в первой.

К типу Am надо отнести и циркон (см. рис. 1); в рядовых гранитных магмах он скорее всего образуется по-разному (попадание из древних толщ в данном случае не в счет). Но в концентрированных рудных залежах, сформированных из какого-то остаточного расплава-раствора, – только из цирконосиликатных комплексных соединений [204]. То есть в обстановках повышенной щелочности.

Итак, возвращаясь к табл. 2, резюмируем: минералы типов Al и Al+Am (в четвертой колонке), если говорить о крупных их скоплениях, могут формироваться в гранитоидных ареалах любого уровня щелочности, с некоторым преобладанием в ареалах пониженной-нормальной щелочности. Минералы типа St+Am (вторая колонка) – только в ареалах гранитоидов высокой щелочности. Минералы типа Am (третья, промежуточная колонка), очевидно обнаружат свойства промежуточные, но с тяготением к ареалам гранитоидов повышенной щелочности,

что особенно характерно для насыщенного бериллоксилородными тетраэдрами бертрандита («бериллосиликат бериллия»).

Таким образом, список силикатов табл. 1 исчерпан: они распределены по типам St+Am, St+Al, Al, Al+Am и Am. Очевидно, однако, что по правилам комбинаторики должны быть и силикаты типа St. Они действительно существуют, но, если иметь в виду гранитоиды, не являются распространенными. Это минералы группы оливина, обычные пироксены и некоторые другие. Тем не менее обсудим и их с точки зрения теоретической вероятности возникновения их скоплений в гранитоидных ареалах разного уровня щелочности. Для этого вновь обратимся к ранее рассмотренным эгирину (тип St+Am) и сподумену (St+Al). Очевидно, что обычные пироксены (St), например  $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ , в обсуждаемом смысле находятся как бы между эгирином и сподуменом. Иными словами, вероятность скоплений таких, без одновалентных катионов пироксенов в связи с гранитоидами высокой и низкой щелочности примерно одинакова. Вместе с тем, учитывая то, что есть возможность вхождения изоморфных примесей  $\text{Na}^{1+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$ , до 6% каждого [136], вероятен некоторый сдвиг в пользу ареалов гранитоидов повышенной щелочности, особенно для геденбергита.

Те же доводы справедливы и по отношению к минералам группы оливина ( $\text{Mg, Fe}[\text{SiO}_4]$ ). В частности, в фаялите, где  $\text{Fe}^{2+}$  преобладает над Mg, появляется до 12%  $\text{Fe}^{3+}$ , и минерал приближается к типу St+Am. Поэтому повышенные количества фаялита, особенно феррифаялита, в связи с гранитоидами мы вправе ожидать только в обстановках повышенной щелочности.

Здесь же заметим, что теоретически возможный гафнон в отличие от циркона должен быть отнесен к типу St, а не к Am. Соображения следующие: если мы имеем дело с особенно близкими изоморфными аналогами – с Zr и Hf, с Nb и Ta, с Mo и W, второй элемент, стоящий в менделеевской таблице ниже, обладает по сравнению с первым гораздо большими основными свойствами (см. рис. 1). Поэтому скопления гафнона, точнее – в реальности – циркона с максимальным содержанием гафния, можно ожидать в обоих типах обстановок, но в большей мере в обстановках пониженной щелочности.

Перейдем к фосфатам. С одной стороны, фосфор, стоящий в системе Д.И.Менделеева правее кремния, является сильным кислотообразующим элементом и потому вправе ожидать, что фосфаты могут образовывать скопления в обстановках гранитоидов пониженной щелочности. Так оно, очевидно, и есть, если иметь в виду стандартные формулы минералов. Но, с другой стороны, кислотные радикалы  $[\text{PO}_4]^{3+}$  и  $[\text{SiO}_4]^{4+}$  по ряду свойств близки, так что кремнекислородные группы в реальных эндогенных фосфатах часто замещают фосфорнокислородные: в апати-

тах их соотношение доходит до 1:1. Часто «фосфаты-силикаты» рассматриваются совместно [146], ибо и в монацитах количество  $\text{SiO}_2$  достигает 12, а в ксенотимах – 4,5% [136 и др.]. Поэтому в формулах табл. 1 мы в фосфатах отразили и кремнекислородную компоненту. Естественно, для компенсации валентности, как показали исследования [23, 136 и др.], в катионной части добавляются примеси тех или иных металлов с валентностями от 1 до 4. Иными словами, многие фосфаты (кроме амблигонита) вместо того, чтобы относиться к типу St (при стандартных формулах), начинают приближаться к типу St+Am, т. е. их крупные скопления становятся более вероятными в обстановках повышенной щелочности.

Таким образом, акцессорные минералы-фосфаты должны быть свойственны обеим обстановкам формирования гранитоидов. В то время как фосфаты эндогенных рудных залежей, весьма, как правило, обогащенные различными примесями, в том числе трех- и более валентными металлами, скорее всего будут принадлежать плутоническим ареалам повышенной щелочности (крайний случай – гигантские Sr-TR-Th-апатитовые скопления в некоторых плутонах агапитовых нефелиновых сиенитов).

Что касается амблигонита,  $\text{LiAl}[\text{PO}_4](\text{F, OH})$ , то по принятой символике он точно отвечает типу St+Al. То есть его промышленные скопления возможны только в ареалах гранитоидов пониженной-нормальной щелочности.

Такова общая тенденция. Необходимо, однако, ближе присмотреться к таким фосфатам-акцессориям в гранитоидах, как монацит и ксенотим. Главными катионами в первом выступают относительно сильные (для элементов TR+Y) основания Ce и La. В то время как во втором – относительно слабое: Y [50, рис. 3]. Неудивительно поэтому, что монацит в некоторых публикациях рассматривается в единой группе с (моноклинным, как и он) амблигонитом, а ксенотим с (тетрагональным тоже) цирконом [160 и др.]. Как мы помним, в цирконе  $\text{Zr}^{4+}$  выступает одновременно и как амфотер-комплексобразователь, и как катион. Такова же роль  $\text{Y}^{3+}$  в ксенотиме. Недаром эти минералы изоструктурны и нередко встречаются в закономерно устроенных сростках. Нельзя также не учитывать того, что – судя по разным справочникам и учебникам – в составе монацита примесь  $\text{Al}_2\text{O}_3$  присутствует, а в составе ксенотима – нет.

Все вышесказанное позволяет придавать монациту символ St (и даже с уклоном к St+Al?), который скорее всего превалирует над его состоянием, соответствующим символу St+Am; а ксенотиму (как и циркону) – символ Am (или равновероятно St+Am, см. табл. 1). Иными словами, приходится принять то, что акцессорный монацит преимуще-

ственно все-таки должен быть более присущ гранитоидам не повышенной, а нормальной или пониженной щелочности. В то время как для аксессуарного ксенотима такого не прослеживается.

1.1.2. ОКСИДЫ, ВОЛЬФРАМАТЫ, МОЛИБДАТЫ. При рассмотрении силикатов и фосфатов мы отвлекались от заведомо анионных радикалов из групп  $[\text{SiO}_4]^{4-}$  и  $[\text{PO}_4]^{3-}$ . Не будет ошибкой считать, что присутствие в расплавах и растворах именно таких радикалов облегчает формирование и сходных с ними алюмо-, берилло-, ферри-, цирконо- и титанокислородных радикалов (на чем, собственно, и базировались наши построения). Что и приводит затем к формированию соответствующих сиботаксисов, далее — их полимерных конструкций и даже минералов. Иными словами, в таких условиях возможность проявления амфотерных свойств у ряда элементов расширена [50].

Если же рассматривать только оксиды, то перечень катионов с амфотерными свойствами, т. е. катионов, способных — хотя бы теоретически — формировать алюминатные, ферриатные, титанатные и другие подобные сиботаксисы, очевидно, должен быть сокращен. И пограничная ступенчатая диагональ на менделеевской таблице для оксидов должна пройти правее и ниже (см. рис. 1), так что среди катионов-оснований появятся четырехвалентные Ti, Zr, Sn (в частности, если бы в табл. 1 отдельно числился оловосодержащий гранат, то Sn в нем занимал бы позицию амфотера [54]) и пятиявалентный Ta (см. табл. 1). И эти, и все прочие, т. е. 1-, 2-, 3-валентные, катионы-основания будут таковыми выступать не при силикатных или металлосиликатных анионах, а при кислородных. Поэтому суть таких катионов иная, и мы иногда будем обозначать их особо: St. Очевидно, что если силикатные и фосфатные минералы типа St, имея возможность скапливаться в гранитоидных ареалах любого уровня щелочности, все же зачастую тяготеют к ареалам низкой щелочности, то эта тенденция у оксидных минералов типа St должна усилиться. В то же время, если при образовании минералов-оксидов на предкристаллизационной стадии, т. е. в сиботаксисах, все же можно предположить появление в какой-то момент металлокислородных анионов, то такие минералы скорее всего в значительных количествах должны встречаться в ареалах гранитоидов повышенной щелочности.

Распознавание возможности-невозможности указанных трансформаций применительно к оксидам и к сходным соединениям можно проводить с использованием правил о взаимном влиянии катионов [50, 63, 136 и др.]. Так, ильменит,  $\text{FeTiO}_3$ , является не титанатом, а типичным сложным оксидом, так как  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Ti}^{4+}$  совершенно равноправны в кристаллической структуре (типа корунда) и обладают одинаковыми координационными числами, совпадающими с КЧ этих атомов в простых оксидах FeO и  $\text{TiO}_2$ . И существует непрерывный изоморфный ряд от не-

сомненно простого оксида-гематита  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  к ильмениту [23 и др.]. Так что формулу гематита-ильменита можно написать как  $(\text{Fe}^{2+}\text{Ti}, \text{Fe}^{3+})\text{O}_3$ . В то же время в сходном по написанию формулы перовскита,  $\text{CaTiO}_3$ , картина иная: в нем (если сравнивать с CaO и  $\text{TiO}_2$ , где у катионов КЧ равны 6) при сохранении для Ti КЧ=6, у Ca КЧ резко подскакивает до 12, что сопровождается существенным ослаблением связей Ca—O. В результате часть октаэдрических ассоциаций в структурах перовскита начинает нести отрицательный заряд, выполняя роль комплексного аниона [146]. И соединение приобретает черты с каркасовым мотивом строения типа  $\text{Ca}[\text{TiO}_3]$  и может даже рассматриваться как титанат [63].

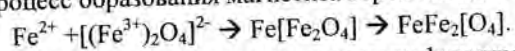
Приведенное сопоставление заставляет предполагать, что на уровне предкристаллизационных сиботаксисов вероятность возникновения титанатных анионов для перовскита весьма велика, а для ильменита — ничтожна. Иными словами, аксессуарный ильменит является индикаторным минералом для отнесения гранитоидов, где он в избытке присутствует, к разновидностям пониженной-нормальной щелочности (как и для сиенитоидов [168]), а перовскит — к противоположной разновидности (перовскит, впрочем, для гранитоидов вообще не характерен, он обычен для щелочных сиенитоидов).

Широко распространенный в качестве аксессуарного минерала гранитоидов магнетит,  $(\text{Fe}^{2+})(\text{Fe}^{3+})_3\text{O}_4$ , относится к минералам группы шпинели. В согласии с рентгенографическими данными они рассматриваются как сложные окислы, а не как соли гипотетических кислородных кислот типа  $\text{H}_2\text{Me}_2\text{O}_4$ , как считали ранее [38 и др.]. Тем не менее, Д.С.Коржинский еще в 1963 г. полагал, что в расплаве «повышение щелочности должно повышать валовый коэффициент активности  $\text{Fe}^{2+}$  как более сильного основания — в большей степени, чем  $\text{Fe}^{3+}$ . Поэтому при постоянной активности кислорода равновесие реакции  $2\text{FeO} + 0,5\text{O}_2 = \text{Fe}_2\text{O}_3$  в расплаве должно сдвигаться вправо. В щелочных расплавах  $\text{Fe}^{3+}$  может проявить амфотерные свойства и войти в состав ферри-аниона:  $2[\text{Fe}]^{2+} + 3[\text{O}]^{2-} + 0,5\text{O}_2 = [\text{Fe}_2\text{O}_4]^{2-}$ ».

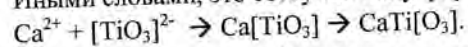
В этой реакции видно, что «повышение щелочности  $[\text{O}^{2-}]$  при постоянном давлении кислорода должно способствовать образованию ферри-аниона» [75, с. 162].

В свете сказанного важно следующее. У шпинелей «в элементарной ячейке содержится 32 атома кислорода, центры которых расположены по закону плотнейшей кубической упаковки. Половина октаэдрических и 1/8 тетраэдрических полостей между атомами кислорода занята атомами двух- и трехвалентных элементов, которые в разных минеральных видах распределяются неодинаково. По характеру распределения различных по валентности атомов в тетраэдрических и в октаэдриче-

ских позициях все шпинели делятся на три типа: нормальные  $(\text{MeIV})^{2+}(\text{MeVI})^{3+}(\text{MeVI})^{3+}\text{O}_4$  = большинство природных шпинелей, в том числе собственно шпинель и хромит; обращенные  $(\text{MeIV})^{3+}(\text{MeVI})^{2+}(\text{MeVI})^{3+}\text{O}_4$  = всего два минерала: магнетит и редкий якобит,  $\text{MnFe}_2\text{O}_4$ ; и смешанные, весьма редкие» [136, с. 234]. Указанное *особенное место магнетита среди других шпинелей* представляется весьма важным, ибо четверная координация иона  $\text{Fe}^{3+}$  наводит на мысль о рациональном звене представлений о ферриатах [38]. К тому же при высоких температурах в шпинелях фиксируется изменение структуры кристаллической решетки: все больше катионов  $\text{Me}^{3+}$  оказывается в тетраэдрах, в то время как в октаэдрах остается их половина (и все –  $\text{Me}^{2+}$ ) [146]. По-видимому, не будет ошибкой полагать, что очень высокотемпературные разновидности магнетита обнаружат усиление данной тенденции. В итоге полагаем, что процесс образования магнетита вероятно идет по такому пути:



Иными словами, это созвучно ходу формирования перовскита:



То есть речь идет о ферриате и о титанате – минералах типа  $\text{St}+\text{Am}$ . Итак, магнетит является минералом, скапливающимся в больших количествах, если говорить об аксессуориях в гранитоидах, в обстановках относительно повышенной щелочности, что коррелируется с кислородным потенциалом [75, с. 162].

Касситерит,  $\text{SnO}_2$ ,  $\text{Sn}$ -рутил [194] и стрюверит  $(\text{Ti}, \text{Ta}, \text{Nb}, \text{Fe})\text{O}_2$  относятся к группе рутила,  $\text{TiO}_2$ . Это простые оксиды, кристаллическая решетка которых характерна октаэдрической позицией катионов с  $\text{KЧ}=6$ , что не дает оснований предполагать возможность существования предкристаллизационных сиботаксисов титанатного или станнатного типа иначе как в аномально сверхвысоких щелочных системах, что – при региональном подходе – к гранитоидам не относится. Иными словами, перечисленные минералы принадлежат типу  $\text{StO}$  и должны быть характерными для гранитоидных ареалов с пониженной и нормальной щелочностью.

Перейдем к тантало-ниобатам. В этимологии последних слов отразилась история дискуссии о том, оксиды это или соли. Здесь важны исследования Ю.А.Пятенко [43, 147], которые показали, что при общей близости индивидуальных свойств, между  $\text{Nb}$  и  $\text{Ta}$  существуют различия, заключающиеся в неполной аналогии строения внешних электронных оболочек атомов этих элементов, что проявляется в тонких кристаллохимических особенностях, которые и определяют специфику структурного поведения и, конечно, тем самым влияют на их геохимическую судьбу в природных системах. Главное то, что атомы ниобия и тантала

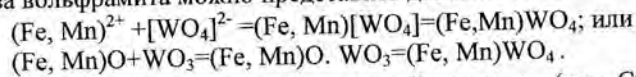
даже в октаэдрических полиэдрах ведут себя по-разному: первые обнаруживают четкую тенденцию к образованию существенно неравноценных связей  $\text{Nb}-\text{O}$ , в то время как атомы тантала проявляют столь же четкую тенденцию к образованию равноценных связей  $\text{Ta}-\text{O}$ . Для реализации установленной тенденции богатые танталом соединения «предпочитают» кристаллизацию в таких структурных типах, которые при прочих равных условиях допускают присутствие мало искаженных тантал-кислородных октаэдров. При этом образуются либо существенно упорядоченные структуры, либо – для соединений ниобия – полностью неупорядоченные [147]. Для них, другими словами, характерны нестехиометрические соединения. То есть по сравнению с ниобиевыми соединениями танталовые оксиды менее склонны к образованию нестехиометрических фаз и это проявляется тем отчетливее, чем более высоко-танталистым является соединение [43, с. 12–13].

Исходя из сказанного, существенно танталовые колумбиты и танталиты, а также существенно танталовый пироклор-микролит надо рассматривать как оксиды. В то время как у соответствующих существенно ниобиевых соединений даже в твердом кристаллическом состоянии «проглядываются» кислотные радикалы типа  $[\text{Nb}_x\text{O}_y]^{z-}$ , т. е. такие соединения, особенно на уровне их предкристаллизационных сиботаксисов, близки к солям-ниобатам [63, с. 131].

К тем же выводам мы придем, проводя обсуждение и в ранее принятом стиле. Так, вновь привлекая перовскит,  $\text{CaTiO}_3$ , напомним, что мы отнесли его к типу  $\text{St}+\text{Am}$ . Но и ниобиевый перовскит,  $(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Ti}, \text{Nb})\text{O}_3=(\text{Ca}, \text{Na})_2(\text{Ti}, \text{Nb})_2\text{O}_6$ , должен быть отнесен к тому же типу. И явление его скоплений именно в щелочных породах несомненно [81]. По существу же мы вышли на пироклор (надо только добавить F или OH). Примерно те же рассуждения относятся к колумбиту.

Заканчивая рассмотрение тантало-ниобатов, мы, как упоминалось, должны учесть и то, что в тесной изоморфной паре  $\text{Nb}-\text{Ta}$  последний стоит в менделеевской таблице внизу. И поэтому его катионные свойства должны нарастать, что и отражено в табл. 1. Иными словами, на предкристаллизационных стадиях комплексные тантал-кислородные анионы будут образовываться в малой мере или не образовываться вообще. То есть символ танталатов (реально  $\text{Ta}/\text{Nb}=1:1-3:1$ ) – это  $\text{StO}$ ; и их промышленные скопления можно ожидать только в ареалах гранитоидов нормальной-пониженной щелочности. Тогда как ниобий-кислородные предкристаллизационные анионы скорее всего реальны. То есть символ ниобатов (реально  $\text{Nb}/\text{Ta}=5-6$  и более) –  $\text{St}+\text{Am}$ ; и их промышленные скопления (если говорить о гранитоидах) – только в ареалах повышенной щелочности.

Перейдем к вольфраматам и молибдатам. Наиболее важный из них – вольфрамит,  $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{WO}_4$ . И особенности именно его кристаллического вещества вызывают разное толкование. С одной стороны, традиционно в курсах минералогии вольфрамит рассматривается как оксо-соль-вольфрамат,  $(\text{Fe}, \text{Mn})[\text{WO}_4]$ . А с другой, по-видимому начиная с работ А.С.Поваренных в 50-х годах [136], как сложный оксид [50 и др.], о чем, в частности, свидетельствует расшифровка рентгенограмм с позиции взаимного влияния катионов [63]. Принимая все это во внимание и перенося суждения на уровень предкристаллизационных субтаксисов, не будет ошибкой полагать, что катионные свойства вольфрама двойственные. Поэтому ступенчатая диагональ для оксидов на рис. 1 проведена «сквозь» вольфрам. И возникновение кристаллического вещества вольфрамита можно представить двойко:

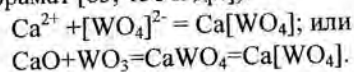


Соответственно, первый, «солевой» вариант (тип St+Am) принадлежит ареалам гранитоидов повышенной щелочности, а второй, «оксидный» (St) – пониженной.

Учитывая то, что при прочих равных условиях  $\text{Mn}^{2+}$  по сравнению с  $\text{Fe}^{2+}$  является более сильным катионом (см. табл. 1), надо полагать, что субтаксис (а потом и минал)  $\text{Mn}[\text{WO}_4]$  в известной мере для него более присущ, чем Mn-W-субтаксис оксидного типа. В то время как для  $\text{Fe}^{2+}$  наряду с субтаксисом-миналом  $\text{Fe}[\text{WO}_4]$  в значительной мере присущ и субтаксис  $\text{FeW}[\text{O}_4]$ . Действительно, инструментально установлено, что чем выше содержание Mn в вольфрамитах, тем большие у них значения параметров элементарной ячейки кристаллической решетки [181]. Что, в частности, обусловлено как раз большей частотой проявленности тетраэдрической координации  $\text{W}^{6+}$ .

Итак, если мы имеем в виду вольфраматы, то статистически это чаще минералы со структурой-составом  $(\text{Mn}, \text{Fe})[\text{WO}_4]$ ; а если вольфрам-оксиды, то –  $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{W}[\text{O}_4]$ . Иными словами, при прочих равных условиях гюбнериты вероятнее всего будут образовывать крупные скопления только в ареалах гранитоидов с относительно высокой щелочностью. А фербериты – с относительно низкой щелочностью.

При том же подходе и возникновение шеелита мы можем себе представить двойко (при этом помнить, что шеелит – несомненный вольфрамат [63, 136 и др.]):



Иными словами, крупные скопления шеелита в связи с гранитоидами мы вправе ожидать в рудно-магматических системах как повышенной (скорее всего), так и пониженной щелочности. В то же время

молибдошеелита (тип только St+Am) – исключительно в системах относительно повышенной щелочности. Аргументация та же, что и при обсуждении пар гюбнерит-ферберит, циркон-гафнон, колумбит-танталит и т. п.

Завершая раздел, отметим, что диалектическую однотипность сложных оксидов с оксоосолями, в том числе и с силикатами, «постепенность» перехода от одних к другим – даже на уровне твердого кристаллического вещества – отстаивал А.А.Годовиков [50, с. 95–96).

1.1.3. КАРБОНАТЫ, которые образуют рудные скопления в связи с гранитоидами, это редкоземельные карбонаты бастнезит, паризит и синхизит (Y-синхизит). В соответствии с ранее принятым постулатом: эндогенные карбонаты в больших количествах образуют скопления только в магматических системах высокой щелочности – относим крупные скопления и этих карбонатов к гранитоидным ареалам высокой щелочности.

1.1.4. ФТОРИДЫ, образующие большие скопления в связи с гранитоидами, это флюорит, иттрофлюорит, гагаринит и криолит. Для априорного суждения о распределении их скоплений по гранитоидным ареалам повышенной или пониженной щелочности допустимо пойти по следующему пути. Во-первых, проанализируем распространенность по указанным обстановкам уже рассмотренных фторсодержащих минералов (табл. 3): вывод однозначен – вероятность возникновения крупных

Таблица 3

Преимущественное распределение крупных скоплений рассмотренных фторсодержащих силикатов, фосфатов, оксидов и карбонатов в ареалах гранитоидов повышенной (1) и пониженной (2) щелочности

| Минерал         | 1  | 2 |
|-----------------|----|---|
| Топаз           | +  | + |
| Сфен            | +  | – |
| Арфведсонит     | +  | – |
| Циннвальдит     | –  | + |
| Лепидолит       | –  | + |
| Fe-полилитионит | +  | – |
| Лейкофан        | +  | – |
| Амблигонит      | –  | + |
| Апатит          | +  | + |
| Пироклор        | +  | – |
| Микролит        | –  | + |
| Бастнезит       | +  | – |
| Паризит         | +  | – |
| Синхизит        | +  | – |
| Всего           | 10 | 6 |

скопления фторсодержащих эндогенных минералов в ареалах гранитоидов повышенной щелочности в 2 раза выше, чем в ареалах пониженной щелочности. Во-вторых, сделаем то же для TR-Y-содержащих минералов: к обстановкам повышенной щелочности мы отнесли скопления гадолинита, ксенотима, монацита, апатита, бастнезита, паризита, синхизита; а к пониженной – ксенотима (?), монацита, апатита; т. е. соотношение того же типа и в той же пропорции. В третьих, обратим внимание на то, что все ранее рассмотренные или упоминавшиеся натрийсодержащие минералы, т. е. эгирин, арфведсонит, рибекит, эльпидит, а также Na-Be-минералы (см. табл. 1 и 2) – принадлежат обстановкам только повышенной щелочности.

Учитывая перечисленные три обстоятельства, уверенно полагаем, что Y-флюорит, гагаринит и криолит в больших количествах могут накапливаться только в ареалах гранитоидов повышенной щелочности. А флюорит также и в ареалах гранитоидов нормальной и пониженной щелочности.

1.1.5. СУЛЬФИДЫ, образующие крупные скопления в связи с гранитоидами, это пирит, халькопирит, арсенопирит, пирротин, молибденит, станнин, галенит, сфалерит (см. табл. 1). Входящие в их состав элементы в периодической системе Д.И. Менделеева расположены в интересующем нас смысле закономерно (рис. 2). Если отвлечься от четырехвалентного свинца (ибо в галените он двухвалентен), то слева от сдвоенной «анионной» колонки (S-Se-Te = несомненно анионная; As-Sb-Bi = частично анионная [136]) окажется расположенным олово, а справа, т. е. явно альтернативно, молибден. При этом последний примыкает к группам заведомо мантийных элементов: к хрому, кобальту, никелю, платиноидам. Иными словами, сульфиды молибдена скорее всего будут образовывать крупные скопления в связи с гранитоидами, имеющими большую связь с мантией, т. е. с гранитоидами повышенной щелочности. А сульфиды олова, если логика верна, с гранитоидными ареалами пониженной-нормальной щелочности.

Сульфиды прочих интересующих нас элементов по отношению их близости к олову или к молибдену должны, очевидно, распределиться следующим образом:

а) высококлакоровое (для сульфидов) железо будет равновероятно присутствовать и в оловянных, и в молибденовых сульфидных парагенезисах; б) находящиеся (см. рис. 2) по отношению к «анионной» колонке на равных с обеих сторон четвертого периода расстояниях медь и цинк скорее всего будут равновероятно присутствовать в сульфидных парагенезисах молибдена и олова, но с тяготением меди к первым, а цинка – ко вторым; в) мышьяк, судя по рис. 2, очевидно будет тяготеть к оловянным сульфидным парагенезисам; но ввиду того, что он может

| I  | II | III | IV | V  | VI | VI | VII | VIII      | VIII | VIII | I  | II |
|----|----|-----|----|----|----|----|-----|-----------|------|------|----|----|
|    |    | Al  | Si |    | S  |    |     |           |      |      |    |    |
|    |    |     |    |    |    | Cr | Mn  | <u>Fe</u> | Co   | Ni   | Cu | Zn |
| Cu | Zn | Ga  | Ge | As | Se |    |     |           |      |      |    |    |
| Ag | Cd | In  | Sn | Sb | Te | Mo |     | Ru        | Rh   | Pd   | Ag | Cd |
|    |    |     |    |    |    |    |     |           |      |      |    |    |
| Au | Hg | Tl  | Pb | Bi |    | W  | Re  | Os        | Ir   | Pt   | Au | Hg |

Рис. 2. Расположение в системе Д.И. Менделеева химических элементов (подчеркнуто жирной чертой), входящих в состав сульфидных минералов, образующих крупные скопления в гранитоидных плутонах и (или) в сопряженных с ними месторождениях вольфрама, молибдена, олова, редких металлов. Выделено высококлакоровое (для сульфидов) железо. Выделены анионная (VI) и частично анионная (V) – для сульфидов – «колонки» элементов.

выступать и в качестве аниона, такой вывод не должен быть жестким; г) свинец вроде бы должен быть обильно представлен в оловянных сульфидных парагенезисах (см. рис. 2), но если признать его двухвалентным, то он сдвинется влево и тогда наш вывод должен стать таким же, как и для цинка (см. табл. 1 «б»).

Перейдем от элементов к минералам. По кристаллохимическим и вещественным характеристикам их удобно сгруппировать в три столбца (табл. 4). В первом оказались галенит, пирит и молибденит – простые соединения с весьма плотными (октаэдры или призмы  $[MeS_6]$ ) кристаллическими структурами. Их формульная стехиометрия хорошо соответствует анализам реальных минералов [23, 136 и др.]. Наиболее показателен в этом отношении молибденит. Во втором столбце оказались арсенопирит и пирротин – минералы, кристаллическая структура которых тоже образована октаэдрами  $[MeS_6]$ , однако из-за ее дефектности, особенно у пирротина (неопределенная формула  $Fe_{x-1}S$ ), их формулы часто не совпадают с анализами составов реальных минералов. В третьем столбце расположились минералы группы сфалерита и ее производных [50, 146 и др.], для структуры которых характерны тетраэдры  $[MeS_4]$ . По поводу этого обстоятельства у кристаллохимиков существует недоумение: при ионном радиусе  $Zn^{2+}$ , приблизительно равном радиусам  $Fe^{2+}$  или  $Co^{2+}$ , для которых характерна октаэдрическая координация, у цинка ожидалась такая же, чего нет. При обсуждении данного вопроса [146, с. 60] было обращено внимание на межэтомные взаимодействия и выявлена особая роль 18- и 13- (в частности у  $Fe^{3+}$ ) электронных оболочек у ря-

Таблица 4

**Распределение главнейших сульфидных минералов,  
образующих крупные скопления в связи с гранитоидами,  
по кристаллохимическим типам и группам (вюрцит – для сравнения).  
«КЧ» – координационные числа катионов**

| Плотнейшая упаковка, образованная атомами серы | Минералы, варианты их формул, рубрикация по структурным типам бинарных соединений с соответствующими координационными числами катионов («КЧ») |   |  |
|--|---|---|--|
|  | простые соединения с плотными кристаллическими структурами  | усложненные соединения с дефектными кристаллическими структурами  | усложненные и сложные соединения, часто с искаженными кристаллическими структурами   |
|  | КЧ = 6  |   | КЧ = 4   |
| 1  | 2   | 3   | 4  |
| Кубическая                                     | <b>Тип галенита</b>   |   |  |
|  | Галенит Pb[S]   |   | <b>Тип сфалерита</b><br>Сфалерит Zn[S]=<br>=(Zn, Fe <sup>2+</sup> )S=(Zn, Fe) <sub>4</sub> S <sub>4</sub><br><i>Станнин</i><br>Cu <sub>2</sub> <sup>2+</sup> Fe <sup>2+</sup> Sn[S] <sub>4</sub> =<br>=Cu <sub>2</sub> <sup>1+</sup> Fe <sup>3+</sup> Sn[S] <sub>4</sub> |
|  | Пирит Fe <sup>2+</sup> [S <sub>2</sub> ]  | <i>Арсенопирит</i><br>Fe <sup>2+</sup> [AsS]=<br>=Fe(As, S)S  | <b>ХАЛЬКОПИРИТ</b><br>Cu <sup>2+</sup> Fe <sup>2+</sup> [S] <sub>2</sub> =<br>=Cu <sup>1+</sup> Fe <sup>3+</sup> S <sub>2</sub> =<br>=Cu <sup>2</sup> Fe <sub>2</sub> S <sub>4</sub>   |
| Гексагональная                                 | <b>Тип молибденита</b><br>МОЛИБДЕНИТ<br>Mo[S] <sub>2</sub>  | <b>Тип никелина</b><br><i>Пирротин</i> Fe <sub>1-x</sub> S=<br>=Fe <sup>2+</sup> Fe <sub>2-x</sub> <sup>3+</sup> S <sub>4</sub> =<br>=Fe <sub>1-x</sub> <sup>2+</sup> Fe <sub>2/3</sub> <sup>3+</sup> S | <b>Тип вюрцита</b><br>Вюрцит Zn[S]   |

*Примечание:* заглавными буквами обозначены минералы с наиболее для данного «КЧ» постоянным составом; курсивом – с наименее постоянным.

да катионов, что получило название «численных законов Н.В.Белова». И с этих позиций были проинтерпретированы сфалеритоподобные структуры большой группы сложных по составу многокатионных сульфидов, в которых единая позиция цинка оказывается расщепленной на несколько, занимаемых разными его катионами. Это, как полагают специалисты, понижает симметрию и увеличивает размеры элементарной ячейки. Таким путем и формируются структуры халькопирита CuFeS<sub>2</sub>, станнина CuFeSnS<sub>4</sub>, галлита CuGaS<sub>2</sub> и др. В результате не только разные валентности (1 и 3), но и разные электронные конфигурации Cu<sup>1+</sup> (10+8)

и Fe<sup>3+</sup> (5+8) являются основной причиной строгой упорядоченности между этими катионами в халькопирите. А вот в случае галлита и станнина, в которых Ga<sup>3+</sup> и Sn<sup>4+</sup> формируют свои электронные оболочки не как Fe<sup>3+</sup> по правилу «13», а по правилу «18», упорядоченности-смесимости изоструктурных с халькопиритом минералов не получается [146, с. 61].

Итак, в какой-то мере, за исключением халькопирита, у всех минералов третьего столбца табл. 4 из-за тетраэдрического мотива кристаллическая структура разрыхлена, что обуславливает возможность присутствия массы примесей.

Попытаемся разобраться в петролого-геохимических причинах образования весьма разнотипных по стехиометрии интересующих нас сульфидов. Здесь намечаются два пути. Вначале обратим внимание на различную их серонасыщенность. Если отвлечемся от аномально (по сравнению с другими рассмотренными катионами) тяжелого свинца, то именно в первом столбце табл. 4 окажутся сульфиды – пирит и молибденит – с максимальным содержанием серы: 40–53% против 20–36% у прочих. По-видимому, серонасыщенность имеет прямое отношение к возникновению сульфидных минералов именно стабильного состава, в том числе с устойчивыми кристаллическими структурами. Это, например, четко прослеживается при сравнении сульфидов железа: пирита и пирротина. Известно, что они кристаллизуются в условиях весьма различной концентрации ионов [S]<sup>2-</sup> [23]. При высокой концентрации этого аниона происходит его сдваивание с возникновением нового аниона [S<sub>2</sub>]<sup>2-</sup> и потому-то возникает дисульфид-пирит. При пониженной концентрации серного аниона образуется моносульфид-пирротин с его, как отмечалось, дефектной кристаллической структурой. Очевидно, не будет ошибкой предположить, что этими же причинами в значительной степени вызвано большее (молибденит, галенит, в какой-то степени халькопирит) или меньшее (арсенопирит, станнин, сфалерит) соответствие реальных составов рассматриваемых минералов их формульной стехиометрии. Действительно, именно из-за нехватки серы сдвоенный анион арсенопирита выглядит как [AsS]<sup>2-</sup>, в противном случае образовался бы пирит или сернистый арсенопирит [162, 184, 199]. Обычная недосыщенность системы серой установлена для условий образования сульфида цинка [101, 186]. Для выпадения же галенита, напротив, обогащенность системы серой обязательна [167, 178].

Итак, один из важнейших факторов образования соединений, расположившихся в разных столбцах табл. 4, это разная обогащенность гранитоидной рудно-магматической системы серой – в момент кристаллизации этих минералов. Очевидно, что в гранитоидах (и (или) в их дедриватах) появление особенно большого количества сульфидов связано с поздней и постмагматической деятельностью флюидов и гидротерм.

Следовательно, чем больше серы сохранится растворенной в силикатном расплаве к финалу проявления гранитоидных серий, тем большей серонасыщенностью будут характеризоваться упомянутые флюиды и растворы. Специальные исследования показали, что растворимость серы в силикатном расплаве, ее сохранность в растворенном состоянии (независимо от исходного содержания в ранних магматических резервуарах) проявлены в большей степени у магм повышенной щелочности [80, 126, 189 и др.]. Иными словами, имея в виду статистическую тенденцию, резюмируем: скопления сульфидов, характерных стехиометрической стабильностью, мы в большей мере можем ожидать в связи с ареалами гранитоидов повышенной щелочности. В то время как появление нестабильных по составу сульфидов, насыщенных примесями, — в связи с ареалами гранитоидов нормальной и пониженной щелочности. И крайними антагонистами в указанном отношении среди рассматривавшихся восьми сульфидов выступают молибденит и станнин. Прочие сульфидные минералы, вероятно, могут образовывать скопления в обеих по уровню щелочности обстановках. Все же (см. расположение минералов в табл. 4) скорее всего пирит и галенит будут более тяготеть к молибденитовым парагенезисам, а сфалерит, арсенопирит и пирротин — к станниниуму. Что касается халькопирита, то он, с одной стороны, вместе со станниниумом принадлежит к одной кристаллохимической группе, но, с другой стороны, в отличие от станнина и сфалерита, его состав, как говорилось, стехиометрически устойчив. Поэтому очевидно, что скопления халькопирита возможны в обстановках как повышенной, так и пониженной щелочности.

Второй и независимый путь суждений базируется на неожиданном результате, полученном Р.Л.Лопатиной и А.А.Смуровым [101] при экспериментальном изучении подвижности «золей» сульфидов Pb, Zn, Cu, Fe в гидротермальных условиях. Оказалось, что при повышенных температурах, до 250°C, указанные «золи» весьма устойчивы. Это обстоятельство, противоречащее представлениям о коллоидах, наряду с другими данными и теоретическими соображениями, позволило Э.Ф.Минцеру [117] выдвинуть гипотезу о том, что речь идет не о «золях», а о больших полимерных молекулах. В обобщенном виде эта гипотеза сводится к следующему. При гидротермальном рудообразовании общепризнанной формой переноса интересующих нас компонентов являются комплексные, в данном случае — и серосодержащие соединения. В общем виде их формулу можно представить:

$(K, Na, Ca, \dots)_k [Me_m (S_n)]$ , где Me — Fe, Cu, Zn, Mo, As и др.

При этом наиболее устойчивые в растворе серосодержащие адденды образуются только с элементами, характерными связями со значительной степенью ковалентности. По расчетам С.С.Бацанова [7,

с. 167–175] этот показатель (он тем больше, чем меньше Rj и KЧ и чем выше заряд катиона), если иметь в виду связи Me<sup>n+</sup>-S<sup>n-</sup> в молекулах, для Mo<sup>4+</sup> равен 78, а для Sn<sup>4+</sup> — 90%. Для электростатических связей тех же ионов — 28 и 31%, а для тех же связей в кристаллах — 50 и 70%, соответственно. Аналогичные связи для Cu, Zn, Pb и Fe (анионнообразующий As не учитываем) оцениваются промежуточными цифрами. Причем, если иметь в виду Me-S в кристаллах, то Cu<sup>1+</sup>, Pb<sup>2+</sup> и Fe<sup>2+</sup> — по характеру таких связей явно тяготеют к Mo<sup>4+</sup>: тенденция к парагенезу халькопирита, галенита и пирита с молибденитом; а Zn<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup> и Cu<sup>2+</sup> — к Sn<sup>4+</sup>: тенденция к парагенезу сфалерита, пирротина, и «другого» халькопирита со станниниумом.

Таким образом, наиболее устойчивые серосодержащие комплексные соединения — это олово с медью, с цинком. А наименее, т. е. склонные к формированию простых сульфидов, это соединения молибдена, свинца, железа. Нетрудно видеть, что последний столбец табл. 4 (KЧ=4) как раз принадлежит минералам, скорее всего образованным путем полимеризации комплексных серосодержащих анионов.

В каких же условиях с точки зрения различаемых нами ареалов гранитоидов повышенной или пониженной щелочности мы можем ожидать особенно интенсивного проявления полимеризационного механизма рудоотложения? «Катионный фон очень сильно влияет на образование комплексных анионов, что связывается с появлением сверхкомплексных соединений или анионных пар состава: внешнесферный катион — вода — комплексный анион. Степень стабилизирующего катионного влияния обычно возрастает пропорционально увеличению концентрации катионов и уменьшению радиуса их ионов, ослабевая с увеличением собственной стабильности комплекса. При этом ассоциация с катионами щелочноземельных металлов происходит активнее, чем с катионами щелочей» [117, с. 42]. Иными словами, меньшая щелочность, большая щелочноземельность способствуют возникновению ковалентных связей, а это, в свою очередь, усиливает полимеризационный механизм сульфидного минералогенеза, когда процессы переноса рудных компонентов и их отложение переходят один в другой, минуя стадию распада внутренней сферы комплексных соединений на ионы.

Итак, не сводя выводы только к крайним случаям, заключаем, что в ареалах гранитоидов пониженной и нормальной щелочности мы можем ожидать скопление сульфидных парагенезисов, для которых характерны наиболее сложные по составу минералы, т. е. (см. табл. 4) те, которые характерны присутствием станнина и близких к нему по структуре минералов. В то время как в ареалах гранитоидов повышенной щелочности будут возникать скопления сульфидов с наименее сложным составом, особенно характерным представителем которых является молибденит.



Таким образом, в итоге разноплановых путей рассмотрения георетической возможности возникновения крупных скоплений интересующих нас сульфидов намечаются два списка их парагенезисов в смысле вероятной приуроченности к ареалам гранитоидов повышенной (1) и пониженной (2) щелочности:

1) молибденитовый – молибденит, пирит, халькопирит, пирротин, арсенопирит, галенит, сфалерит; и 2) стanniновый – станнин, арсенопирит, халькопирит, пирротин, пирит, сфалерит, галенит [13].

1.1.6. ОБОБЩЕНИЕ. Завершив рассмотрение наблюдаемых и весьма вероятных свойств нескольких десятков, характерных для гранитоидов, минералов (см. табл. 1), суммируем сделанные выше заключения о вероятности возникновения больших их скоплений (естественно, разнообъемных для разных минералов) в гранитоидных ареалах относительно повышенной или относительно пониженной щелочности (табл. 5).

Таблица 5

**Георетическая вероятность возникновения крупных скоплений эндогенных минералов разных типов и групп (см. табл. 1, 2, 4) в ареалах гранитоидов повышенной (1) и пониженной (2) щелочности**

| Тип, группа, минерал<br>(номера 1-6 – силикаты, фосфаты, оксиды, вольфраматы, молибдаты) | 1      | 2       |
|--|--------|---------|
| 1. Ct + Am   | ++, xx | -, -    |
| 2. Ct + Al   | -, -   | ++, xx  |
| 3. Al, Al + Am   | ++, xx | ++, xx  |
| 4. Am  | ++, xx | ++, x   |
| 5. Ct  | ++, xx | ++, x   |
| 6. Sto   | +, -   | ++, xx  |
| 7. Карбонаты   | +, xx  | -, -    |
| 8. Флюорит   | ++, xx | ++, xx  |
| 9. Y-TR- и Y-TR-Na-фториды   | +, xx  | -, -    |
| 10. Молибденит   | +, xx  | +, -, - |
| 11. Станнин  | -, -   | +, xx   |
| 12. Прочие сульфиды  | +, xx  | +, xx   |

*Примечание:* Прямые кресты – аксессуарии в обычных массивах, косые – жильные и рудные минералы в месторождениях вольфрама, молибдена, олова, редких металлов, включая некоторые аксессуарии малых массивов и даек редкометалльных гранитов; два креста – присутствие минералов или их групп в больших количествах; один – изредка в заметных количествах; прочерк – отсутствие или появление в незначительных количествах.

В итоге намечаются следующие два списка (названия минералов, образующих характерные скопления не только в месторождениях, но и

в виде аксессуариев; или исключительно в виде аксессуариев в обычных гранитах и гранитоидах, выделены курсивом):

1) в ареалах гранитоидов повышенной щелочности – *циркон*, топаз, *сфен*, *ортит*, эгирин, арфведсонит, рибекит, полилитионит, эльпидит, эвклаз, фенакит, барилит, берtrandит, берилл, бавенит, лейкофан, гентгельвин, гельвин-даналит, хризоберилл, *ксенотим*, *монацит*, *апатит*, *магнетит*, пирохлор, колумбит, вольфрамит, *шеелит*, молибдошелеит, бастнезит, паризит, синхизит, *флюорит*, иттрофлюорит, гагаринит, криолит, галенит, сфалерит, пирротин, халькопирит, *пирит*, арсенопирит, молибденит;

2) в ареалах гранитоидов пониженной и нормальной щелочности – *циркон*, *гранат*, топаз, сфен?, *кордиерит*, *турмалин*, сподумен, циннвальдит, лепидолит, поллуцит, петалит, эвклаз, фенакит, берtrandит?, берилл, амблигонит, *ксенотим*, *монацит*, *апатит*, *ильменит*, касситерит, стрюверит, микролит, танталит, вольфрамит, *шеелит*, *флюорит*, галенит, сфалерит, пирротин, халькопирит, станнин, *пирит*, *арсенопирит*.

Перечислим выделенные аксессуарные минералы гранитоидов, не повторяющиеся в первом и втором списках: 1) сфен, ортит, магнетит; 2) гранат, кордиерит, турмалин, монацит, ильменит, арсенопирит. Нетрудно видеть, что мы – *теоретически* – вышли на альтернативные (по аксессуариям и по сопряженному с ними химизму), ранее эмпирически намечавшиеся градации гранитоидов: ортитовые и монацитовые [38]; сфен-ортитовые и монацит-ильменитовые [105 и др.<sup>1</sup>]; низко- и высокоглиноземистые [56, 66 и др.]; и, наконец, магнетитовые и ильменитовые [73, 164, 170 и др.].

Составим два списка минералов рудных месторождений, ассоциированных с гранитоидами:

1) циркон, полилитионит, эльпидит, фенакит, берtrandит, берилл, лейкофан, гентгельвин, гельвин-даналит, гадолинит, хризоберилл, *ксенотим*, монацит, пирохлор, колумбит, вольфрамит, *шеелит*, молибдошелеит, бастнезит, паризит, синхизит, флюорит, иттрофлюорит, гагаринит, криолит, молибденит, пирит, халькопирит, пирротин, арсенопирит, галенит (Zr, Be, Y+TR, Nb+Ta, W, Mo, Cu, Pb, Zn, иногда Li);

2) сподумен, циннвальдит, лепидолит, петалит, поллуцит, берилл, фенакит, берtrandит?, амблигонит, касситерит, стрюверит, микролит, танталит, вольфрамит, *шеелит*, флюорит, станнин, арсенопирит, халькопирит, пирротин, пирит, сфалерит, галенит (Li, Cs, Be, Sn, Ta, W, Cu, Zn, Pb).

Принимая во внимание все вышесказанное, приходим к следующему логическому (теоретическому) заключению:

<sup>1</sup> В том числе С.Д.Попов

1) с магнетитовыми, т. е. с магнитными гранитоидами, при прочих равных условиях отличающимися и относительно повышенной щелочностью, и относительно низкой глиноземистостью, которые формируются в окислительной обстановке (магнетит!), должны быть связаны месторождения Mo, W, Be (рудные – любые из рассматривавшихся его минералов), Y, Nb, TR, Zr, Cu, Pb, Zn, As, F (флюорит и криолит), а также, возможно, Li (только полилитнионит);

2) с ильменитовыми, т. е. с немагнитными гранитоидами, отличающимися и относительно пониженной щелочностью, и относительно повышенной глиноземистостью, которые формируются в восстановительных условиях (ильменит!), должны быть связаны месторождения Sn, W, Be (берилл, хризоберилл, менее фенакит), Ta, Li, Cs, F (как правило, только флюорит), Cu, As, Zn, Pb.

Если отвлечься от редких металлов и от металлов, которые образуют месторождения не только в связи с гранитоидами, то мы приходим к следующему фундаментальному выводу: *обязательно должно иметь место раздельное существование гранитоидных ареалов с месторождениями 1) молибденового (Mo-W) и 2) оловянного (Sn-W) профиля.*

## 1.2. Магнитное поле – индикатор оловянных и молибденовых провинций и зон

Конечный, полученный сугубо теоретическим путем вывод предыдущего раздела подтвержден – независимо от времени такого подтверждения – экспериментально:

1. В 1936 г. С.С.Смирнов в Восточном Забайкалье по расположению рудных точек выделил севернее известного Монголо-Охотского шва молибденовый (Au-Mo), а южнее – оловянный (W-Sn) металлогенические пояса [153 и др.]. Позже сходные, раздельно существующие металлогенические провинции (халькофилы/литофилы; Au/Sn; Cu, Mo/Sn, W; и др.) были выделены во многих регионах и на глобусе в целом, что на самом деле дало основание разработать концепцию о существовании в областях развития гранитоидных интрузий провинций молибденового (Mo-W) и оловянного (Sn-W) металлогенических профилей [16, 19, 73, 118, 139, 142, 170, 188 и др.].

2. В 1963 г. Д.М.Печерский показал необходимость подразделения гранитоидных плутонов Северо-Востока России на магнетитовые и безмагнетитовые типы [132 и др.]. Позже подобные градации выявились и в иных регионах, что позволило разработать концепцию о магнетитовой и ильменитовой феррофациях гранитоидов [42, 76, 118, 164, 187, 202 и др.].

3. Была установлена территориальная сопряженность ареалов гранитоидов магнетитовой феррофации с провинциями молибденового, а гранитоидов ильменитовой феррофации – оловянного металлогенических профилей [6, 94, 96, 170, 188 и др.]. В итоге реально возникла концепция об окисленных (магнетит) и о восстановленных (ильменит) эндогенных рудно-магматических мегасистемах длительного возрастного развития [118, 149, 152, 194 и др.]. Весомость концепции наглядно иллюстрируется на рис. 3 и 4.

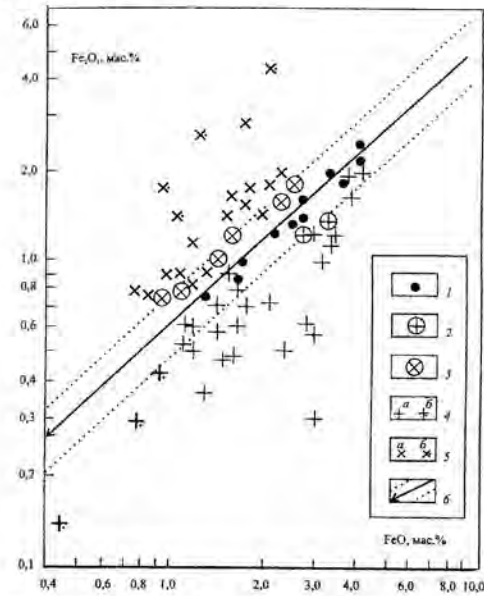


Рис. 3. Диаграмма FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> для средних составов наиболее распространенных гранитоидов, включая щелочные и субщелочные граниты [24, 28, 114, 139, 155 и др.].

1 – фигуративные точки кларков гранитоидов, отвечающие наиболее усредненным значениям оксидов железа, здесь и далее сверху вниз налево: тоналиты (4 точки), гранодиориты (3), адамеллиты (1), граниты (2) и лейкограниты (1 точка); 2 – то же, отвечающие гранитоидам с большей долей FeO, вероятно преимущественно распространенных на площадях с восстановленными магматическими геосистемами: тоналиты и адамеллиты; 3 – то же с меньшей долей FeO, вероятно преимущественно распространенных на площадях с окисленными магматическими геосистемами: гранодиориты (1 точка), плагиограниты (2), граниты (2), щелочнополевошпатовые лейкограниты и аляскиты (2 точки); 4 – фигуративные точки средних составов гранитоидов, распространенных только в провинциях оловянного металлогенического профиля (а), в т. ч. субщелочных литий-фтористых лейкогранитов (б); 5 – то же в провинциях молибденового профиля (а), в т. ч. щелочных гранитов (б); 6 – Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-FeO – кларковый тренд; он же – разделительная линия для отнесения гранитоидов с восстановленным оловянным (низ, направо) или к окисленным молибденовым (верх, налево) рудно-магматическим геосистемам (показана полоса возможной неопределенности).

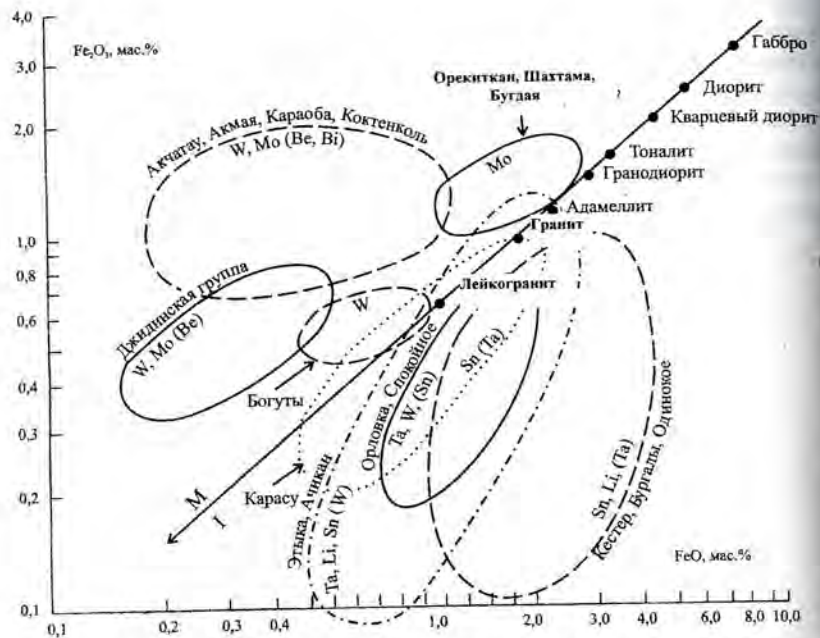


Рис. 4. Диаграмма FeO–Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> для крупно- и среднезернистых гранитоидных пород (без учета измененных разновидностей, без аплитов, редкометалльных гранитов и т. п.) из ареалов, где локализованы некоторые характерные редкометалльно-гранитовые, слюдитовые, кварцевожильно-грейзеновые и штокерковые месторождения Забайкалья, Якутии, Казахстана. Оруденение показано химическими символами.

Обоснование усредненного железо-железного тренда и его роли как разделительной линии между полями фигуративных точек гранитоидов магнетитовой (М) и ильменитовой (I) феррофаций см. на рис. 3 [21]. Поля фигуративных точек гранитоидов представленных ареалов оконтурены по имеющейся у автора картотеке силикатных анализов.

Очевидно, что наличие или отсутствие существенных количеств аксессуарного магнетита в породах неминуемо отразится в аномальном магнитном поле, зафиксированном на соответственных штатных картах, в том числе интересующих нас региональных масштабов 1:10 000 000–1:1 000 000 (тем более, что магнитные съемки столь больших площадей характеризуют не только специфику гранитоидов, но и вмещающих их подвергнутому влиянию гранитоидов толщ [94, с. 430; 119]). Но необходима методика, предусматривающая конкретные процедуры работы с такими картами.

Впервые, раньше и независимо от наших построений она была разработана и апробирована Э.Н.Лишневым [94]. Магнитное поле предварительно было им районировано на такие области и зоны:

- 1) с преимущественно положительным и частично отрицательным – резко варьирующим полем;
- 2) с положительным спокойным и слабо варьирующим полем;
- 3) с отрицательным спокойным и слабо варьирующим полем.

В последующих статистических сопоставлениях вторая, весьма редко проявленная, и третья морфологические группы отнесены к одному, а первая – к другому типу поля. Границу между ними, учитывая недостаточную определенность нулевого уровня для удаленных полигонов, Э.Н.Лишневым установил в основном по изодинаме 1 мЭ. И тогда выявилась надежная возможность иметь дело с двумя весьма характерными типами магнитных полей: 1) чаще повышенным, но определенно знакопеременным варьирующим; и 2) спокойным, как правило пониженным. Первый тип, отвечающий территориям с окисленными (магнетит) региональными мегасистемами, должен отвечать провинциям молибденового металлогенического профиля и (см. выше) концентрировать оруденение Mo, W, Be, Nb, Y, TR, Zr; а второй тип, с восстановленными (ильменит) региональными мегасистемами – провинциям оловянного профиля и концентрировать оруденение Sn, W, Be, Ta, Li, Cs.

Предпринятая Э.Н.Лишневым работа с картами обширных территорий СНГ (в целом, а также отдельно по Сихоте-Алиню и по Забайкалью), Западной Европы, Британской Колумбии (Канада), Японии [94, 96, 98, 100] показала, что, если иметь в виду ПРОМЫШЛЕННЫЕ месторождения, а не рудопроявления и не мелкие, как правило, непромышленные объекты, пометальное распределение рудных точек полностью отвечает упомянутому (сформулированному позже!) теоретическому ожиданию. Так, все без исключения месторождения Mo, W-Mo, Cu-Mo, U-Mo, TR, Y, Nb+Ta (Nb/Ta>5), а также бериллиевые с такими рудными минералами как гентгельвин, берtrandит, лейкофан, гадолинит, и литиевые, обусловленные скоплениями полилитиионита, оказались расположенными в провинциях и зонах знакопеременного варьирующего магнитного поля; а все без исключения промышленные месторождения Sn, W-Sn, Ta (Nb/Ta<4), Li (сподумен, амблигонит, лепидолит, циннвальдит) – в провинциях и зонах спокойного пониженного поля. Что же касается месторождений вольфрама, то, как и ожидалось, по территориям указанных полей они распределились пополам. При этом вольфрамитовые месторождения все-таки больше тяготеют к знакопеременным варьирующим магнитным полям (60 против 40%), в то время как шеелитовые – к спокойным пониженным (70 против 30%). Примерно то же – для месторождений Be с рудами берилла: 60% на пло-

шадях спокойного пониженного и 40% – знакопеременного варьирующего поля. Это понятно: значительные запасы этого минерала сконцентрированы в гранитных пегматитах, причем их месторождениями, в основном, считаются те, которые одновременно содержат руды Ta, Cs, Li, расположенные на площадях «оловянного» металлогенического профиля (см. выше). Неожиданное – против мировых оценок [191] – полученное превышение доли шеелитовых месторождений на площадях спокойного пониженного магнитного поля на территориях стран СНГ. [100] вероятно свидетельствует о том, что шеелитовый рудный потенциал этих стран еще раскрыт не полностью. Что же касается вольфрамитовых месторождений, то здесь, возможно, работает то, что, возникая в каких-то остаточных пневматолито-гидротермальных очагах, где и Mn накопился, начинает играть важную роль гюбнеритовый минал, т. е. в принципе статистически более распространены вольфрамиты-ВОЛЬФРАМАТЫ, в том числе и на уровне сиботаксисов. Отсюда и несколько большее распространение вольфрамитовых месторождений на территориях «молибденового» металлогенического профиля, т. е. в знакопеременных варьирующих магнитных полях.

Интересно, что судя по обобщающей работе [142] подтвердилось теоретическое ожидание того, что гюбнериты и Mn-вольфрамиты более присущи месторождениям в ареалах магнетитовых гранитоидов (Мо-профиль металлогении), а фербериты и Fe-вольфрамиты – ильменитовых (Sn-профиль): среди первых содержание гюбнеритового минала в вольфрамитах от 40 до почти 100%, в среднем 70–80%. В то время как во вторых – от 3 до 70%, в среднем 35–50%. При этом все почти мономинальные гюбнеритовые рудные тела присущи месторождениям, находящимся в первой, а ферберитовые – во второй позиции.

Итак, аномальное магнитное поле, как это исчерпывающе показал Э.Н.Лишневецкий, служит чувствительным индикатором, позволяющим в подавляющем большинстве случаев с помощью штатных карт масштабов 1:1 000–1:5 000 000 априори намечать: 1) провинции и зоны знакопеременного варьирующего магнитного поля, соответствующие территориям молибденового металлогенического профиля, для которых характерны месторождения Mo, Cu+Mo, U+Mo, Nb (с Nb/Ta>5), TR, Y, Zr, W, Be (любые Be-минералы), Li (полилитнионит) и ЗАПРЕЩЕНЫ промышленные месторождения Sn, Ta (с Nb/Ta<4), Li (сподуменовые, лепидолитовые, петалитовые, амблигонитовые, циннвальдитовые); и 2) провинции и зоны спокойного пониженного магнитного поля, соответствующие территориям оловянного металлогенического профиля, для которых характерны месторождения Sn, Ta, Li (сподумен и др.), W, Be (берилловые, хризоберилловые, фенакитовые) и ЗАПРЕЩЕНЫ промышленные месторождения Mo и др.

Надежность итогового вывода обоснована не только фактическим материалом (раздел 1. 2), но опирается на независимую от этих фактов теорию (раздел 1. 1).

## Часть 2. ТЕОРИЯ И ПРАКТИКА СРЕДНЕМАСШТАБНОГО МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ПРОВИНЦИЙ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА

### 2.1. Лейкократизация горнопородных субстратов и расплавов – условие гранитогенеза и сопряженного рудообразования

Учение о гранитогенезе и сопряженном рудообразовании, лежащее в основе понимания того, ЧТО есть гранитогенный рудный район (узел), имеет два аспекта: общегранитоидный и собственно рудогранитный.

2.1.1. ЛЕЙКОКРАТИЗИРОВАННЫЙ ГОРНОПОРОДНЫЙ СУБСТРАТ – СРЕДА ВОЗНИКНОВЕНИЯ ГРАНИТОИДНЫХ ПЛУТОНОВ. Хотя наиболее острые дискуссии о происхождении гранитоидов позади, корректировка гипотез продолжается. Оставляя в стороне возможность формирования весьма малых объемов гранитоидных масс в ходе дифференциации базальтоидов или в процессе твердофазной переработки коровых пород, перечислим концепции, посвященные возникновению больших объемов гранитоидов. Эта проблема наиболее основательно проработана В.А.Жариковым, его коллегами и единомышленниками [61, 62 и др.]. Один из путей ими видится в том, что при высоких Т-Р-параметрах растворение основных и ультраосновных пород в водных флюидах происходит с преимущественным выносом во флюид кремнезема и щелочей. Такие высококонцентрированные растворы, переместившись вверх, при снятии давления и, следовательно, из-за падения растворимости SiO<sub>2</sub> и щелочей, отдадут указанные компоненты вмещающим толщам – это и есть главный механизм гранитогенеза. Данный процесс особенно характерен для относительно древних эпох. Он происходит по схеме «магматического замещения». То есть:

а) в ходе дегазации Земли под воздействием ювенильных мантийных флюидов происходит широко проявленная метасоматическая фельдшпатизация того или иного крупного пронизаемого геоблока любых горных пород;

б) в тыловых зонах метасоматитов возникают «капельные» очаги лейкогранитовых расплавов, которые агрегируются в струи, жилки и т. п. и возникает толща с мигматитами;

в) в каких-то очагах происходит увеличение объемов мигматит-расплавов и они, усваивая вмещающие породы, сливаются, давая начало

кашеобразным автохтонным, а затем и аллохтонным гранитоидным интрузиями. Ведущая геохимическая тенденция при этом – дебазификация, т. е. привнос  $K+Si+Rb$  (часто и)  $Na$  (иногда и)  $Li+Ba+TR$  и др.

Другой путь, намечаемый В.А.Жариковым и его коллегами, более характерен для относительно молодых эпох. Предполагается проникновение базитовых расплавов в верхние горизонты земной коры – как правило вдоль зон, уже прогретых предшествующими процессами ранних циклов гранитизации и гранитогенеза, так что «в экзоконтакте» базальтоидной колонны, причем не только вверху, но и сбоку и внизу, возникают выплавленные очаги гранитоидной магмы. Начальный базальтоидный очаг и возникшие в результате его воздействия гранитоидные очаги некоторое время сосуществуют и в пределах своих объемов испытывают дифференциацию.

По мнению М.Б.Эпельбаума (личное сообщение) оба механизма сходны: под влиянием базальтоидной колонны, с некоторым отрывом от нее в верхних этажах происходит гранитогенез по первому пути, а в непосредственных «экзоконтактах» с телом базальтоидов – происходит выплавление гранитоидных очагов по второму пути. Впрочем, и здесь также возможны и даже необходимы подтоки ювенильного вещества с проявлением сходных петролого-геохимических тенденций.

Представления Ф.А.Летникова [88, 90 и др.], к которым в той или иной мере примыкают взгляды М.И.Дубровского [56], Л.Н.Кукля [83], В.С.Попова [140 и др.] и некоторых других исследователей, близки охарактеризованным моделям, но особенно акцентируется внимание на том, что все сценарии разворачиваются в пределах относительно лейкократовых, в том числе лейкократизированных метаморфических и (или) мигматитовых толщ, чаще в гранито-гнейсовых куполах, где прошла многократная гранитизация и «перегранитизация».

Интересны подкрепленные геологическими наблюдениями и экспериментами (что, отметим, присуще и многим из перечислявшихся концепций) построения В.С.Шкодзинского. Они не требуют участия ювенильного вещества, ибо по его мнению гранитные магмы формируются в результате декомпрессионного и диссипативного плавления при всплывании и тектоническом выжимании в период метаморфизма и анатексиса наиболее близких по составу к гранитам метаморфических пород. При этом часть гнейсов и мигматитов может возникнуть в качестве новообразованных экзоконтактовых метасоматитов возле возникших гранитоидных интрузивов [173, 179].

Особенными выступают представления о генезисе высокоглиноземистых гранитов (наиболее типичные так называемые «S-граниты»), т. е. гранитов с гранатом, кордиеритом и др. (см. раздел 1. 1). Роль глубоководных флюидов в их генезисе замаскирована, но по косвенным при-

знакам все-таки устанавливается [66]. Важно то, что сложенные высокоглиноземистыми гранитоидами серии проявлены на разных уровнях – от субвулканических и эффузивных до весьма глубинных, отвечающих амфиболитовой или гранулитовой фациям метаморфизма. При этом на глубинных уровнях видны «явственные признаки рождения на месте за счет мигматизации и метасоматической гранитизации, а затем и магматического замещения, т. е. плавления и мобилизации субстрата. В этом субстрате во всех случаях безусловно доминируют алюмосиликатные кристаллические сланцы и гнейсы (метапелиты)» [66, с. 6].

Всему перечисленному противостоят взгляды некоторых исследователей, которые полагают, что путем селективного плавления разнородного по составу «геофизического» гранитного слоя не могли образоваться те огромные пояса, в том числе гигантские объемы оловоносных «S-гранитных» тел, пересекающих, например, разнородные структуры Притихоокеанья. Отсюда, полагают они, можно не сомневаться в наличии, наряду с базальтовыми, первичных ювенильных, а не только вторичных анатектически-палингенных гранитных магм [166, с. 43]. Близких взглядов придерживаются Р.Ф.Шинкарев [171 и др.], Б.А.Литвиновский [91 и др.] и А.Н.Леонтьев [87]. Все они отстаивают мантийную природу гранитоидов – даже без «подремонтной» идеи об ювенильном подтоке флюидов и тем более базальтовых столбов как импульсаторов для возникновения гранитоидных очагов. Гранитоидная магма, как полагает А.Н.Леонтьев, сама себе пробивает дорогу вверх, ибо она окружена облаком флюидов, производящим, в частности, и широко проявленную (в том геоблоке горных пород, куда устремляются ювенильные гранитные магмы) метасоматическую гранитизацию.

Приведенного обзора достаточно, чтобы заключить: при любом варианте гранитогенеза признается необходимость восходящего потока энергии и ЛЕГКИХ продуктов глубокой дифференциации земного вещества, т. е. то, что образованию гранитоидных плутонов сопутствуют – предшествуют, синхронно сопровождают, преемственно завершают и т. д. – процессы кварц-щелочнополевошпатового метасоматоза и (или) мигматизации вмещающих толщ. В результате крупные, до сотен и тысяч километров в поперечнике и до 10–20 км на глубину, захваченные флюидопотоками геоблоки лейкократизируются и по составу оказываются приближенными к гранитоидам. Или – метапелиты, гранитогнейсовые купола и др. – были таковыми ранее. Ввиду преобладания в таких блоках алюмосиликатных минералов, а также (из-за воздействия флюидов) пористости, такие – САЛИЧЕСКИЕ – геоблоки («кислые и средние субстраты» по Б.К.Львову [103]) будут отличаться от не претерпевших лейкократизацию мафических («основные субстраты») геоблоков относительно меньшей плотностью. Сами же – интересующие нас – гранито-

идные плутоны, как бы велики они ни были, как правило, размещаются именно в таких, более крупных в плане и объеме, салических блоках.

2.1.2. МАССИВЫ ЛЕЙКОКРАТОВЫХ-АЛЯСКИТОВЫХ ГРАНИТОВ – СТИМУЛЯТОРЫ ОЛОВЯННОГО, МОЛИБДЕНОВОГО, ВОЛЬФРАМОВОГО И РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО РУДОГЕНЕЗА. Очевидно, что промышленные скопления руд указанных металлов могут образоваться главным образом следующими путями:

а) рудное вещество отделяется от гранитного расплава – в разные периоды его существования – в магматическую стадию в составе газовой фазы гидротермального раствора или рудной магмы путем ликвации;

б) рудное вещество отделяется в постмагматическую стадию в результате мобилизации (по-разному возникшими!) постмагматическими растворами из раскристаллизованного субстрата первоначально рассеянных рудных элементов [29, 72, 125, 138, 148, 150 и мн. др.].

Перечисленные пути рудогенеза имеют общее свойство: они реализуются при обогащении гранитоидных систем летучими веществами, в первую очередь водородом и фтором. В частности, и при ликвации разделение на существенно силикатную и солевую магмы происходит только в присутствии летучих [27, 52, 109, 110 и др.]. Следовательно, возникает вопрос: в каких именно КРУПНЫХ массах гранитоидов при прочих равных условиях можно ожидать существенного накопления воды и других летучих компонентов. Очевидно, что только в тех, где не происходит захвата и консервации флюидов в породообразующих минералах, в том числе и в их предкристаллизационных субтаксисах, то есть в роговых обманках, в слюдах и т. п. Следовательно, такими гранитоидами при прочих равных условиях не могут быть мелано- и мезократовые их разновидности, а только лейкограниты и аляскиты.

К тому же заключению приходим, отвечая на вопрос: в каких именно гранитах мы можем ожидать насыщенный рудными компонентами остаток, например пегматитообразующий. Очевидно, что только в лейкогранитах [75, с. 130], а не в мелано- и не в мезогранитоидах типа гранодиоритов, адамеллитов, биотитовых гранитов, где в темноцветных минералах и в сопутствующих аксессуарах (в сфене и др.) окажутся поглощенными рудные элементы [49, 51, 106, 107, 125, 141 и др.].

Если бы не соблюдались вышеперечисленные условия, мы бы имели многие примеры парагенеза, например, оловянных месторождений с массивами габбро, ибо содержания Sn в базальтах доходят до 3–5 г/т и более.

Полагают также, что в насыщенных щелочами и кремнеземом магмах, даже лишенных фтора и иных летучих, из-за существования

связей типа Sn(W, Mo) – O-Si редкометалльные компоненты наиболее долго находятся в растворенном состоянии [201] и (ввиду того, что кварц и щелочные полевые шпаты характерны незначительной изоморфной емкостью) потом идут в остаточные продукты кристаллизации.

Существенно щелочнополевошпатовый состав лейкократовых-аляскитовых гранитов обуславливает, кроме того, неизбежное отделение еще какой-то части летучих и рудных компонентов в процессе отжига-перекристаллизации-самоочистки калинатрового полевого шпата от дислокаций, заполненных газодонными включениями. А также при микроклинизации плагноклаза [85 и др.].

Наконец, только лейкократовые-аляскитовые граниты благодаря своему почти эвтектическому составу обладают особенно равновесной макроструктурой (аплитовая, гранулитовая), причем такой, когда цепи субизометричных кварцевых зерен равномерно и непрерывно пронизывают полевошпатовый каркас [12, 19]. Иными словами, обеспечивая в больших объемах экстрагирование в флюидную фазу металлов, до того рассеянных в магме и (или) в раскристаллизованном субстрате, возникает система «дренажа» по границам зерен кварца/полевой шпата. Именно на такой, а не на кварц/кварц границе, происходит концентрация, сток и поток син- (еще на стадии предкристаллизационных субтаксисов) и постмагматических межзерновых рудоносных флюидов [90, 198]. Последнее обстоятельство очень важно, ибо благодаря ему (а также из-за того, что и соответствующая тонкая трещиноватость в аляскитах задается по тому же каркасу) лейкократовые-аляскитовые граниты, и только они способны «перепускать» через себя поток флюидов. И в таком качестве, даже не будучи изначально обогащенными рудными компонентами, они в принципе могут выступать и как проводники интра-теллурических флюидов, и как экстракторы рудных компонентов из вмещающих толщ [35]. А при богатстве собственными летучими – и как экстракторы рудных компонентов из самих себя.

В ряде случаев наряду с большими массивами лейкократовых-аляскитовых гранитов, но всегда после них – как ИХ глубинные дифференциаты – могут возникнуть небольшие порции особенных гранитовых расплавов, аномально обогащенных щелочными и (или) летучими компонентами. Их крайний щелочной вариант – агаитовые редкометалльные граниты, могущие образоваться по наиболее ярко проявленному первому пути В.А.Жарикова. Или, что менее вероятно, внедриться из весьма глубоких мантийных горизонтов, как это себе представляет А.Н.Леонтьев (см. раздел 2. 1. 1). В любом случае для редкометалльных щелочногранитовых месторождений пироклора, частично колумбита, TR-F-карбонатов, Be-минералов второй колонки табл. 2, криолита и т. п.

обязательно требуется какая-то сопряженность лейкогранит-аляскитового плутона с проницаемой зоной особенно глубокого заложения.

Итак, при всех вариантах генетических концепций для формирования интересующих нас месторождений Mo, Sn, W, редких металлов необходим крупный объем малокальциевых лейкогранит-аляскитов, в пределах и в непосредственном обрамлении которого только и возникают такие месторождения [29, 35, 49, 69, 88, 108, 109, 124, 151, 152, 182, 201 и мн. др.).

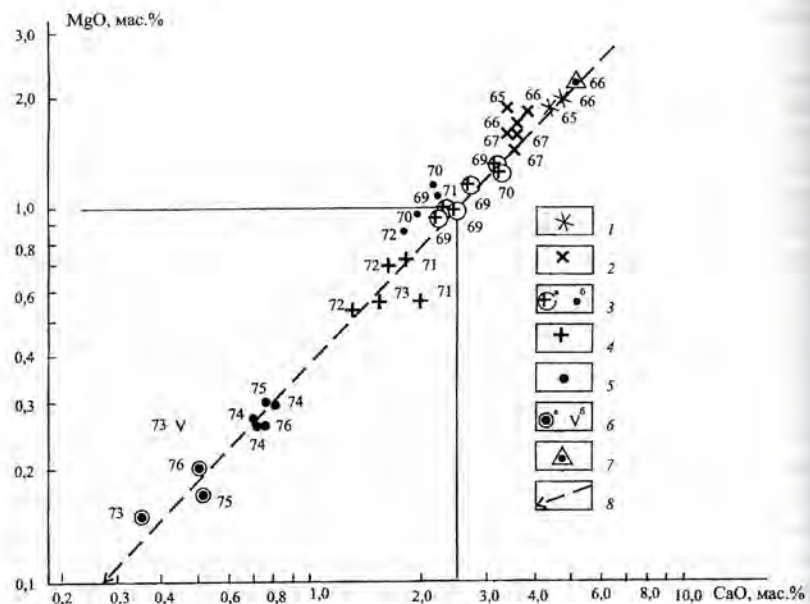


Рис. 5. Диаграмма MgO—CaO для средних составов известково-щелочных гранитоидов и гранитов, включая редкометалльные субщелочные лейкограниты [24, 28, 34, 67, 114, 139, 155; и др.]. Цифры — округленные содержания  $\text{SiO}_2$ , мас.%.

1-6 — фигуративные точки кларков, сверху вниз налево: 1 — плагиигранодиориты-тоналиты; 2 — гранодиориты; 3 — адамеллиты (а), граниты послекембрийские, известково-щелочные, всех периодов, фанерозойские гранитоиды (б); 4 — граниты; 5 — лейкограниты и аляскиты; 6 — субщелочные редкометалльные лейкограниты (а), «щелочной» гранит (б); 7 — первичная кора континентов по А.А.Кременецкому и Л.Н.Овчинникову (1983 г.); 8 — MgO—CaO — кларковый тренд гранитоидов и гранитов ( $\text{MgO}=1$ ,  $\text{CaO}=2,5$  мас.% — уточненные кларки для адамеллита, см. часть 3).

То, что образование лейкогранит-аляскитовых плутонов на финале развития гранитоидных серий в большинстве разбираемых нами случаев неизбежно, показывает весь имеющийся фактический материал: несомненно есть тенденция глубинной дифференциации гранитоидов, в итоге которой как раз и возникают лейкограниты, аляскиты, литий-фтористые и другие микроклин-альбитовые граниты [69 и др.]. Это хорошо видно при рассмотрении кларкового Mg—Ca-тренда, отражающего «сброс фемафильности» (рис. 5). Как видно, по этому показателю от исходных тоналитов к лейкогранитам изменение содержаний Ca и Mg измеряется порядком (а по  $\text{TiO}_2$ , по FeO и др. — полупорядком).

Таким образом, мы выходим на естественное (для подавляющей части интересующего нас оруденения) понятие гранитогенного рудного района или узла: на фоне большинства типов пород, в том числе и мелано- и мезократовых гранитов и гранитоидов, из-за существенно кварц-полевошпатового состава (каркасовые минералы малой плотности) лейкогранитового интрузива такой район будет отличаться пониженной плотностью некоторого, порядка  $\rho \times 1000 \text{ км}^3$ , объема горных пород.

Итак, резюмируем: в пределах гранитоидных металлогенических провинций перспективными на оруденение W, Sn, Mo и редких металлов зонами должны выступить лейкократизированные (салические) геоблоки, относительно обогащенные  $\text{Si}+\text{K}$  (часто также)  $\text{Na}+\text{Al}$ ; а рудными районами (узлами) среди таких зон — плутоны существенно лейкогранит-аляскитового состава (включая их экзоконтактовое пространство), особенно обогащенные легкими каркасовыми минералами — щелочными полевыми шпатами и кварцем.

## 2.2. Гравитационное поле — индикатор гранитогенных рудных районов (узлов)

Конечный, по существу логико-теоретический вывод предыдущего раздела давно и независимо (в работах В.В.Аристов, Л.Л.Ляхова, Ю.А.Зорина, А.А.Духовского, Э.Н.Лишневого, В.Д.Любалина, Г.И.Менакера, В.Д.Огородникова, Б.М.Письменного, Ю.В.Юнаковской, Б.С.Зейлика и др.) нашел отражение в процедуре выделения и оконтуривания металлогенических зон (подзон) и в их пределах гранитогенных рудных районов (узлов). Главным является то, что параметр плотности ( $\sigma$ , г/куб. см) чутко реагирует на химический состав пород, особенно гранитоидных. Установлена прямая зависимость между  $\sigma$  и содержанием CaO (в алюмосиликатных толщах, в том числе в гранитоидах, это, как правило, отражение основности плагιοклаза); между  $\sigma$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (количество темноцветных минералов, общая железистость); между  $\sigma$  и MgO (то же); и обратная зависимость между  $\sigma$  и  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$  (количество кварца и щелочных полевых шпатов) [156, 185 и др.].

Сказанное неизбежно приводит к необходимости определенных операций с картами остаточных гравитационных аномалий, в данном случае чаще всего масштаба 1:1 000 000 (по результатам съемок масштабов 1:200 000 и 1:1 000 000) [128 и мн. др.]. С их помощью на территориях интересующих нас провинций удается выделить важные объемные фрагменты в верхней части (10–15 км) консолидированной земной коры: остаточные гравитационные аномалии. Согласно Э.Н.Лишневскому «они подразделяются на зональные (относительно крупные по площади) и локальные. Последние расположены фрагментарно в пределах зональных аномалий (рис. 6)».

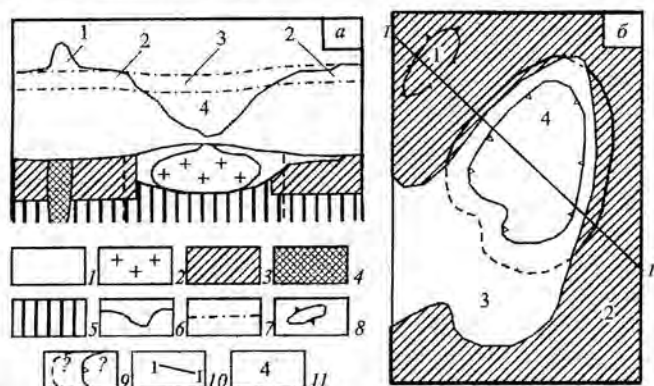


Рис. 6. Принципиальная схема геологической интерпретации остаточных гравитационных аномалий в разрезе (а) и в плане (б). По Э.Н.Лишневскому [98].

1 – породы сиалического состава, в плане – зональный гравитационный минимум; 2 – плутон существенно гранитного состава; 3 – породы мафического состава, в плане – зональный гравитационный максимум; 4 – магматические или метаморфические породы высокой плотности и основности; 5 – породы глубинных частей консолидированной коры сиалического или мафического типа; 6 – кривая остаточных гравитационных аномалий; 7 – кривая гравитационного поля; 8 – локальный максимум  $\delta g$ ; 9 – локальный минимум  $\delta g$  и его внешний контур (а), часть внешнего контура в мафическом блоке (линия стыка) (б); 10 – линия разреза; 11 – тип остаточных аномалий: зональные максимумы (2) и минимумы (3); локальные максимумы (1) и минимумы (4).

Сопоставление с геологическими и петрофизическими данными показывает, что зональным минимумам как раз и отвечают сиалические структурно-формационные зоны (блоки), где существенно преобладают терригенные толщи, гнейсы, гнейсограниты, гранодиориты и другие породы со средней плотностью  $\sigma=2,65-2,67 \text{ г/см}^3$ . Все они по усредненному химическому составу и средней плотности отвечают умеренно кислой породе – гранодиориту. Большинство значительных по мощности плутонических тел кислого и ультракислого состава – граниты, аляскиты, лейкограниты и другие, составляющие отдельную петроплотност-

ную группу ( $\sigma=2,57-2,62 \text{ г/см}^3$ ), расположены, как правило, в пределах зональных минимумов. Они выделяются и оконтуриваются локальными минимумами  $\Delta g$  [98, с. 64] (на многих территориях выделяются также локальные гравитационные минимумы другого рода, отвечающие наложенным, обычно фанерозойским впадинам, но они легко опознаются при сопоставлении геологических и гравиметрических карт).

Согласно Э.Н.Лишневскому «зональные максимумы  $\Delta g$  соответствуют площадям, где в разрезе доминируют породы, обогащенные  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ . Это вулканогенные, вулканогенно-терригенно-карбонатные и другие аналогичные образования повышенной плотности ( $\sigma=2,72-2,75 \text{ г/см}^3$ ) и основности и их метаморфические аналоги (кристаллические сланцы, амфиболиты и др.). Составляющие отдельную петроплотностную группу плутонические (реже метаморфические) тела высокой плотности ( $\sigma=2,80-3,20 \text{ г/см}^3$ ) – габброиды и ультрабазиты – в большинстве случаев располагаются в контурах зональных максимумов и при достаточной мощности выделяются и оконтуриваются локальными максимумами  $\Delta g$ . В целом эти породы также образуют крупные неоднородности в составе консолидированной коры и по усредненному химическому составу отвечают диориту» [98, с. 64]. Зональные гравитационные минимумы и максимумы соприкасаются между собой по более или менее выраженной «гравиметрической ступени» (см. рис. 6).

Неоднократное рассмотрение особенностей распределения гранитогенных рудных точек среди отрайонированного по охарактеризованной методологии остаточного гравитационного поля в таких типовых областях гранитоидного магматизма и минералогенеза как Северное Прибалхашье, Сихоте-Алинь, Средняя Азия, Забайкалье и др. [4, 58, 59, 93–100, 128 и мн. др.] однозначно показало, что, как это теоретически можно было бы предсказать, все промышленные месторождения и абсолютное большинство вообще месторождений Sn, W, Mo, Be, Ta, Li приурочено только к сиалическим блокам, т. е. к зональным минимумам  $\Delta g$ . А в их пределах – только к локальным гравитационным минимумам, оконтуривающим вскрытые или скрытые гранитные плутоны.

В составе последних, как это можно было бы и ожидать (см. раздел 2. 1), существенная роль оказалась у лейкогранитов (рудоматеринских или рудостимулирующих). Поэтому контуры таких массивов, включая некоторое их экзоконтактовое обрамление, одновременно определяют и границы гранитогенных рудных районов (узлов). Отметим, кстати, что из-за относительной легкости лейкогранит-аляскитовых массивов, составляющих каркас рудных районов, последние – ввиду часто продолжающегося воздымания давно затвердевших гранитов [92] – выделяются в рельефе положительной гипсометрией и радиально-концентрическим рисунком гидрографической сети. Эти признаки помогают



уточнять очертания рудных районов при переносе их гравиметрических контуров на геологические, особенно более крупномасштабные (1:200 000 и др.), карты.

Возвращаясь к гравиметрическим интерпретациям, отметим, что в ряде случаев в оконтуренных рудных районах намечаются узлы второго порядка, приуроченные к наиболее контрастно выраженным отрезкам гравитационных ступеней, разделяющих салические и мафические блоки (см. рис. 6): они являются наиболее важными для концентрации щелочногранитного редкометалльного оруденения Nb+Ta, TR, Y, Be; плюс иногда попутные криолит, галенит, полилитоинит и др. [99].

### **Часть 3. ТЕОРИЯ И ПРАКТИКА ПРЕДВАРИТЕЛЬНОЙ ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКИ ГРАНИТОИДНЫХ РУДНЫХ РАЙОНОВ (УЗЛОВ)**

#### **3.1. Металлогеническая типизация районов по геолого-петрологическим особенностям гранитоидных серий**

Несмотря на то, что каркасы интересующих нас районов образованы плутонами рудогенных-рудостимулирующих лейкогранитов (см. раздел 2.1.2), последние неотъемлемы от плутонических серий типа: основные, как правило меланократовые гранитоиды – мезократовые граниты – лейкократовые граниты (см. раздел 2.1.1 и рис. 5). Иными словами, к концу серий нарастают и кремнекислотность, и щелочнометалльность плутонитов. Вместе с тем, как это следует из раздела 1.1, важными характеристиками являются большая или меньшая щелочность серий в целом (см. также [75, с. 85; и др.]).

Очевидно, что чисто логически можно представить минимально щелочной, т. е. предельно высокоизвестковистый вариант гранитоидной серии, когда среди мелано- и мезократовых гранитоидов и гранитов преобладают породы типа тоналитов, трондьемитов, плагиоадамеллитов, гранитов с повышенными содержаниями плагиоклаза, а в составе лейкогранитов, хотя и обогащенных щелочными полевыми шпатами, будет и немало альбит-олигоклаза. Из сказанного ясно, что для таких серий характерна также и предельно высокая глиноземистость. Все это обуславливает возможность возникновения в ареалах подобных гранитоидов существенных скоплений минералов типа St+Al: граната, кордиерита, турмалина, сподумена, светлых литиевых слюд, петалита, амблигонита, поллуцита; а также минералов типов Al, Al+Am, St: берилла, танталатов и др. (см. раздел 1.1 и табл. 1).

Столь же логически представляется альтернативный – предельно высокощелочной вариант гранитоидных серий, когда среди мелано- и

мезократовых гранитоидов и гранитов преобладают граносиениты, граносиенодиориты, калишпатовые адамеллиты и граниты, а среди лейкогранитов преобладают микроклин-пертитовые аляскиты. Ясно, что в таких гранитоидах глинозема мало, зато в их ареалах возможно возникновение скоплений минералов типа St+Am (см. табл. 1): это эгирин, щелочные амфиболы, полилитоинит, вообще высокожелезистые слюды, лобые (не только берилл) минералы Be; а также редкоземельные фосфаты, высокониобиевые колумбиты, пироксоры и т. п.

Наряду с двумя крайними, должны существовать и два промежуточных варианта. Один из них, примыкающий к первому, очевидно должен представлять стандартную серию типа: меланократовые гранодиориты – мезократовые нормальные граниты – лейкограниты. С одной стороны, такие гранитоиды еще достаточно высокоглиноземистые, а с другой – подщелоченные. Поэтому скопления крайних разновидностей минералов типа Al+Am, таких как гранат, сподумен, кордиерит, петалит и т. п., в их ареалах должны быть не характерны. Прочие же, в том числе турмалин, Li-слюды и др.; а также типа Al, Al+Am – берилл, топаз и др. – вполне могут формировать крупные скопления. Кроме того, возможны скопления минералов типа St<sub>0</sub> и (поскольку мера щелочности увеличена) также типа St+Am, но только тех из них, которые близки к оксидам St<sub>0</sub>: вольфраматы, высокотанталистые тантало-ниобаты. Вероятно также возникновение скоплений интересующих нас сульфидов и флюорита (см. табл. 1).

Второй промежуточный вариант гранитоидных серий очевидно тот, который примыкает к высокощелочному, но лишен крайних его черт: в нем, например, не должно быть скоплений щелочных темноцветных минералов. Хотя скопления иных минералов типа St+Am вполне возможны. Промежуточность данного варианта, кроме того, должна предусматривать возможность возникновения скоплений и минералов типа St<sub>0</sub>, которые теперь должны быть близки к St+Am: это вольфраматы, молибдаты, менее танталистые тантало-ниобаты. Вероятно также возрастание роли интересующих нас сульфидов и всех, а не только флюорита, фторидов (см. табл. 1).

Таким образом, чисто теоретически возможны ЧЕТЫРЕ варианта гранитоидных серий. Естественно, что крайние из них иллюстрируют и наиболее ярко выраженные альтернативные типы по окисленности/восстановленности: предельно высокоизвестковистые гранитоиды скорее всего являются восстановленными (ильменит!), а обладающие высокой щелочностью – окисленными (магнетит!). Соответственно, их ареалы должны принадлежать «оловянному» и «молибденовому» профилям металлогении (см. раздел 1. 2). В то же время среди промежуточных вариантов (чисто логически) должны существовать оба типа – с соответствующим

Логико-теоретическая схема петрогеохимических вариантов, присущих гранитоидным рудным районам гранитоидных серий, включая принципиальную возможность/невозможность возникновения крупных скоплений характерных минералов (см. табл. 1–5)

| Петрогеохимические варианты ареалов плутонических и вулканоплутонических гранитоидных серий                             | Принципиальная возможность крупных скоплений характерных минералов, исходя из логики табл. 1–5   |  |
|---|--|--|
|   | В районах с ильменитовыми гранитоидами: восстановленные геосистемы, «Sn»-профиль металлогении  | В районах с магнетитовыми гранитоидами: окисленные геосистемы, «Mo»-профиль металлогении   |
| 1   | 2  | 3  |
| 1. Предельно высокоизвестковистый и высокоглиноземистый: тоналиты, трондjemиты, плагиоадамеллиты, граниты, лейкограниты | 1.1. <b>Ct + Al</b> : кордиерит, гранат, сподумен, петалит, поллуцит, турмалин, амблигонит, лепидолит и др. светлые слюды<br><b>Al ± Am</b> : берилл и др.<br><b>Cto</b> : касситерит, стрюверит, танталит и др.   | ?  |
| 2. Нормальный или слабоподщелоченный щелочноземельный: гранодиориты, адамеллиты, граниты, лейкограниты (± аляскиты)     | 2.1. <b>Ct + Al</b> : турмалин, циннвальдит, др. светлые слюды, амблигонит, гельвин<br><b>Al ± Am</b> : берилл, топаз и др.<br><b>Am</b> (без нижней строки табл. 1.2): фенакит и др.<br><b>Cto ≥ Ct + Am</b> : касситерит, вольфрамит, ферберит, танталаты, шеелит<br><b>F... и S...</b> : флюорит, станнин и др. (Zn ≥ Pb) | 2.2. <b>Al ± Am</b> : берилл, топаз<br><b>Ct + Am</b> : полилитнионит, гельвин<br><b>Am</b> : фенакит<br><b>Ct + Am ≥ Cto</b> : колумбит, вольфрамит, гюбнерит, шеелит, Мо-шеелит<br><b>F...</b> : флюорит<br><b>S...</b> : молибденит и др. (Pb ≥ Zn)   |
| 3. Повышенной щелочности: граносиенодиориты, ± граносиениты, К-адамеллиты и К-граниты, аляскиты                         | 3.1. <b>Ct + Am</b> : полилитнионит и др. Fe ± Li-слюды<br><b>Al ± Am</b> : берилл, топаз и др.<br><b>Am</b> : фенакит ≥ бертрандит, циркон<br><b>Cto ≥ Ct + Am</b> : касситерит, колумбит, вольфрамит, шеелит<br><b>F...</b> : флюорит, криолит<br><b>S...</b> : станнин и др., см. выше «2.1»                              | 3.2. <b>Ct + Am</b> : полилитнионит и др. темные слюды, гентгельвин, гельвин<br><b>Am</b> : циркон, фенакит, бертрандит<br><b>Al + Am</b> : берилл, топаз<br><b>Ct + Am ≥ Cto</b> : ксенотим, монацит, пироклор, колумбит, шеелит, Мо-шеелит, вольфрамит<br><b>F...</b> : флюорит, криолит<br><b>S...</b> : см. ниже «4.2» |

| 1  | 2 | 3   |
|--|---|---|
| 4. Предельно высокощелочной и низкоглиноземистый: граносиениты, граносиенодиориты, К-граниты, аляскиты, щелочные их разности | ? | 4.2. <b>Ct + Am</b> : эгирин, щелочные амфиболы, полилитнионит, аннит, лепидомелан, барилит, бавенит, лейкофан, гентгельвин, гадолинит, эльпидит<br><b>Am</b> : циркон, бертрандит, фенакит<br><b>Ct + Am ≥ Cto</b> : ксенотим, монацит, пироклор, колумбит<br><b>S...</b> : карбонаты TR и Y<br><b>F...</b> : любые фториды, в т.ч. фториды TR и Y<br><b>S...</b> : галенит ≥ сфалерит, пирит, халькопирит, молибденит и др. |

ющим (см. раздел 1. 1) распределением перечислявшихся минералов. Это отражено в табл. 6. С учетом ее «пустых» ячеек (о чем ниже), получаем ВОСЕМЬ логических вариантов гранитогенных рудных районов с априори разной, но закономерно конкретной для каждой ячейки минерально-рудной нагрузкой.

Уже в таком, заведомо предварительном виде табл. 6 позволяет с высокой долей уверенности полагать, что для ее строки 1 роль мантийной компоненты минимальна, а для 4 – максимальна.

Имеющийся фактический материал по эмпирическим группировкам гранитоидных серий и сопряженного оруденения [3, 6, 11, 12, 13, 17, 19, 21, 49, 53, 69, 103, 104, 114, 150, 194 и мн. др.] позволяет составить реальную табл. 7, общий мотив которой прекрасно соответствует априорно-логической табл. 6. Прокомментируем некоторые важные аспекты.

Прежде всего заметим, что несомненная генеральная тенденция последовательности формирования гранитоидной серии: меланократовые основные гранитоиды – мезократовые граниты (граниты А [12, 19]) – рудогенные рудостимулирующие (но только, как выяснилось, в отношении, в основном, Sn, W, Mo, частично Be и др.) лейкограниты (Б) обязательно должна быть уточнена. Ибо было обнаружено, что в некоторых районах после лейкогранитов Б следуют малые интрузии и дай-

Основные виды районов (плутонов,  $p \cdot 100 - n \cdot 1000 \text{ км}^2$ , в т.ч. в геофизических границах), различающихся особенностями откартированного гранитоидного магматизма; в максимальном проявлении выделяется 4–5 интрузивных комплексов, из них три собственно гранитовых: А, Б, В; слово «щелочные» означает, что гранитоиды содержат порообразующие эгирин, рибекит, арфведсонит, аннит и т.п.

1. С сериями гранитоидов, особенно богатых слюдами ( $\pm$ турмалином, гранатом), представленных совокупностью массивов, силлов, даек, штоков, апофиз: тоналиты, гранодиориты, плагиоадамеллиты  $\rightarrow$  биотитовые и двуслюдяные граниты А  $\rightarrow$  мусковитовые лейкограниты Б  $\rightarrow$  альбитовые или сподуменальбитовые граниты В

2. С сериями стандартных гранитоидов: гранодиориты, адамеллиты  $\rightarrow$  биотитовые граниты А  $\rightarrow$  биотитовые и двуслюдяные лейкограниты и аляскиты Б  $\rightarrow$  светлослюдяные, в т.ч. литиевослюдяные микроклин-альбитовые граниты В (здесь и далее плутоны консолидированы)

3. С сериями гранитоидов повышенной щелочности: граносиенодиориты  $\rightarrow$  биотит-амфиболовые граниты А (в т.ч. рапакиви)  $\rightarrow$  аляскиты Б  $\rightarrow$  литиевослюдяные, чаще темнослюдяные микроклин-альбитовые граниты В

4. С сериями гранитоидов высокой щелочности: граносиенодиориты, граносиениты, в т.ч. щелочные  $\rightarrow$  биотит-амфиболовые сиенограниты А (в т.ч. рапакиви)  $\rightarrow$  аляскиты и щелочные аляскиты Б  $\rightarrow$  микроклин-альбитовые щелочные граниты В

Приложение к табл. 7

#### ПРИМЕРЫ ГРАНИТОИДНЫХ РУДНЫХ РАЙОНОВ

1.1. 1) Ранние, «собственно калбинские» в Калбе, Казахстан: керамические о бериллом пегматиты – в связи с гранитами Б, Sn-Ta $\pm$ Li $\pm$ Cs-пегматоидные редкометалльные граниты (Баймурза) и/или пегматиты (Юбилейное, Белогорское и др.), Sn-кварцевые жилы (Урунхай), их россыпи – в связи с гранитами В.

2) Алахинский, Горный Алтай: редкометалльные Ta-Li-сподуменовые граниты (В).

3) Гольцовый, Восточный Саян: берилловые пегматиты (Б), апоамфиболитовые Cs-биотитовые слюдиты, редкометалльные сподуменовые фельзиты и пегматоидные сподуменовые граниты (альбит-сподуменовые «пегматиты»), пегматиты с поллцитом и др., Sn-кварцевые жилы (В).

1.2 1) Изумрудные Копи, Средний Урал: берилловые пегматиты с танталониобатами месторождения Квартальное и др., в т.ч. в их корках выветривания (Б), алогипербазитовые флогопитовые слюдиты с изумрудами и бериллами; редкометалльные пегматоидные граниты и пегматиты с танталониобатами и бериллом (В).

2) В Мамской провинции, Сибирь: промышленные мусковитовые пегматиты с попутным бериллом (А+Б).

#### гранитоидных районов и сопряженного оруденения

Возможные рудно-магматические системы (РМС), геолого-промышленные типы гранитогенных месторождений и характерные полезные компоненты:

|  |   |
|--|---|
| В районах преимущественно с ильменитовыми гранитоидами, т.е. на площадях со спокойным пониженным магнитным полем: «Sn»-профиль металлогении [94] | В районах преимущественно с магнетитовыми гранитоидами, т.е. на площадях со знакопеременным варьирующим магнитным полем: «Мо» - профиль металлогении [94] |
|--|---|

#### 1. ПЕГМАТИТОВЫЕ РМС

Пегматоидные (реже не пегматоидные) редкометалльногранитовые, пегматитовые, слюдитовые, кварцевожилые и другие месторождения

|  |   |
|--|---|
| 1.1. Li, Ta, Cs, Rb, Sn; мусковит, изумруды, цветные камни | 1.2. Be, Ta + Nb; мусковит, изумруды, драгоценные камни |
|--|---|

#### 2. РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГРАНИТОВЫЕ

##### И/ИЛИ ГРЕЙЗЕНОВЫЕ РМС

Редкометалльногранитовые, грейзеновые, слюдитовые, слюдистофлюорититовые, кварцевожилые, штокверковые и другие месторождения

|                                   |                                  |
|-----------------------------------|----------------------------------|
| 2.1. W, Sn, Ta, Li, F, Be, Bi, Au | 2.2. W, Mo, Be, Bi, F, Cu+Mo, Au |
|-----------------------------------|----------------------------------|

#### 3. РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГРАНИТОВЫЕ

##### И/ИЛИ АЛЬБИТИТ-ГРЕЙЗЕНОВЫЕ РМС

Редкометалльногранитовые, альбитит-грейзеновые, аргиллизитовые, кварцевожилые и др. месторождения; возможны камерные пегматиты

|                                      |   |
|--------------------------------------|---|
| 3.1. Sn, W, Ta+Nb, Li, цветные камни | 3.2. Mo, W, Be, Nb+Ta, Zr, U+Mo, F, Cu+Mo, Au, пьезооптические минералы |
|--------------------------------------|---|

#### 4. РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-ЩЕЛОЧНОГРАНИТОВЫЕ

##### И/ИЛИ АЛЬБИТИТ-ГРЕЙЗЕНОВЫЕ РМС

Редкометалльно-щелочногранитовые, щелочногранит-пегматитовые фельдшпатитовые, альбитит-грейзеновые, полевошпат-флюорититовые, кварцевожилые и другие месторождения; камерные пегматиты

|  |   |
|--|---|
| 4.1. Ta + Nb, Sn, W, Zn, Zr, TR, Be; цветные камни | 4.2. Nb + Ta, TR, Zr, Be, Mo, F, Pb, Li; пьезооптические минералы |
|--|---|

2.1. 1) Поздние, «монастырско-миролюбовские» в Калбе, Казахстан: W-Sn-кварцевожилые-грейзеновые образования (Б), редкометалльные литиевослюдяные Ta-онгониты и граниты (В).

2) Хангилайский в Восточном Забайкалье: кварцевожилые-грейзеновые и штокверковые образования месторождения Спокойнинское и др. (Б), редкометалльные Ta-граниты Орловского месторождения (В).

3) Вознесенский в Южном Приморье: кварцевожилые-грейзеновые Sn-W-образования Ярославского и др. месторождений (Б), апокарбонатные флюорититы с Be, Rb, Cs, Li. Вознесенского и др. месторождений, редкометалльные Ta-граниты Пограничного и др. месторождений (В).

2.2. 1) Акчатауский, Караобинский, Нураталдинский и др. в Северном Прибалхашье, Казахстан: кварцевожильно-грейзеновые образования с W, Mo, Be, Bi±Sn (Б), непромышленные проявления редкометалльных гранитов в некоторых из них (В).

2) Коунрадский в Северном Прибалхашье, Казахстан: Cu+Mo-серицит-кварцевые и сульфидные штокверки Коунрадского месторождения (гранодиориты + граниты А?), Mo±W, Be-кварцевожильно-грейзеновые образования Восточно- и Северокоунрадского месторождений (Б).

3) Калгутинский в Горном Алтае: кварцевожильно-грейзеновые образования с W, Mo, Be (Б), непромышленные проявления редкощелочных эльванов (В).

3.1. 1) Майкульский в Западном Прибалхашье, Казахстан: редкометалльные Ta-Nb-граниты, Sn-метасоматиты и кварцевые жилы одноименного рудопроявления (В).

2) Утуликский в Южном Прибайкалье: кварцевожильные, брекчиевые и др. образования с топазом, криолитом, Sn+W±Ta, Li, Ag и др. в связи с гранит-порфирами, онгонитами (Б+В). Там же Биту-Джидинский: редкометалльные Ta-Nb±Zr, Li-граниты (В).

3.2. 1) В Чу-Илийской зоне в целом, Западное Прибалхашье, Казахстан: камерные пегматиты с пьезооптическими минералами, Mo-, W- реже Sn-кварцевожильно-грейзеновые и сульфидные проявления на плутонах Каиб, Дзельтау и др. (Б).

2) Южно-Шамейский на Среднем Урале: фельдшпатито-грейзено-березитовые и др. образования, разные штокверки с Mo+Be±W, U, Au - минерализацией (Б).

3) Стрельдовский в Восточном Забайкалье: различные апогнейсовые и апсланцевые фельдшпатитовые и иные метасоматиты (в т.ч. аполиитовые) с U, Mo, F-глинерализацией (Б), Cs-риолитовые стекла Новогоднего проявления (В?).

4.1. 1) Орлиногорский в Северном Казахстане: Sn-Nb-Ta-альбитит-грейзеновые образования, их коры выветривания и россыпи (Б).

2) Джос-Букуру и др. в Северной Нигерии: Sn-Nb-Ta-альбитит-грейзеновые образования, их коры выветривания и россыпи (Б), редкометалльные Ta-Nb-щелочные граниты (В).

4.2. 1) Акжайляуский в Чингизе-Тарбагатае, Казахстан: камерные пегматиты с пьезооптическими минералами, Mo-грейзены (Б), апсланцевые TR-фениты, редкометалльные Nb-Ta-щелочные граниты месторождения Верхнее Эспе (В).

2) Зерендинско-Балкашинский в Северном Казахстане: камерные пегматиты с оптическим флюоритом Новоромановского месторождения (Б), редкометалльные Nb-Ta-TR-щелочные граниты Лосевского месторождения (В).

3) Улугтанзекский в Южной Туве: апокарбонатные флюорититовые тела с минералами Be, редкометалльные Ta-Nb-TR±Pb, Li-щелочные граниты и их россыпь (В).

ки редкометалльных микроклин-альбитовых гранитов В, обуславливающие главный рудный потенциал Li, Rb, Cs, Be, Ta, Nb, TR, Y, Zr [19, 20, 26, 45, 69 и др.]. В каждой из ячеек табл. 7 разновидности редкометалльных гранитов и сопряженного оруденения специфичны, что видно и из перечня металлов, и из примеров в приложении к этой таблице.

Далее обратимся к вариантам реальных серий, вначале к высокощелочным (строка 4 в табл. 6 и 7). Их ареалы, как известно, приурочены к зонам преимущественного растяжения, расколы в которых обеспечивают подток щелочей, флюидов, редких элементов из глубинно-коровых и подкоровых горизонтов (дейтероорогенез, внутриплитный орогенез, континентальный рифтогенез, горячие точки и т. п.) [3, 42, 75 (с. 18, 19), 82, 130, 142, 165, 177, 196, 203 и др.].

Ингузские постройки в районах рассматриваемого типа формируются относительно спокойно: из-за растяжения происходят обрушения блоков пород, образуется горизонтально-вертикальная система крупных полостей, и магма в них поступает «с разрешения» вмещающих толщ. В результате возникают уплощенно-цилиндрические, в плане – округлые, кольцевые, дуговые плутоны, обрамленные поясами даек и малых интрузий.

Естественно, что подобные, с высокой щелочностью гранитоиды, как правило, принадлежат «молибденовым» провинциям, т. е. их рудным районам действительно свойственно молибденовое (реже W-Mo), а также Be-, Y-TR-, Nb-позднемагматическое и пневматолито-гидротермальное оруденение, хрусталеносные пегматиты. И, кроме того, иногда Nb-Y-TR-Zr- с криолитом оруденение в редкометалльных щелочных гранитах и пегматитах.

Вместе с тем, в случае, когда начавшийся рифтогенез «одноразово и не плотно» наложился на более древний субстрат явной оловоносной провинции, возникшие гранитоиды молодой серии оказываются в той или иной мере обогащенными ремобилизованным из фундамента касситеритом. И тогда районы, образованные такими гранитоидами, становятся перспективными и на олово. Поэтому в особых случаях совокупности таких, с высокой щелочностью входящих в их пределы гранитоидных серий, районов относятся к провинциям оловорудного металлогенического профиля. Таковы, например, Северная Нигерия, Восточный Хамар-Дабан, часть Западной Бразилии и др. Что – в отличие от табл. 6 – отражено в табл. 7.

Противоположным крайним случаем (строка 1 в табл. 6 и 7) выступают гранитоидные районы, где подток глубинных флюидов, в том числе щелочей, минимален. И гранитоиды возникают за счет теплового эффекта пластических деформаций и за счет вещественных ресурсов «местных» толщ – тех, что изначально наиболее подготовлены к

расплавлению (в т. ч. метapelиты и др., см. выше). Это наиболее типичные варианты так называемых «S-гранитов» [66, 180, 197 и др.] и «стресс-гранитов» [40, 41]. Преимущественное сжатие обеспечивается, в частности, сдвигающимися и напозлающими друг на друга консолидированными глыбами, в результате чего расположенные между ними вулканогенно-осадочные толщи преобразуются в зоны смятия длиной до  $n \cdot 100$ – $n \cdot 1000$  км, шириной до  $n \cdot 10$  км (синтектонический гранито-генез, коллизия континент/континент, микроконтинент/микроконтинент, коллизия в зонах конвергирующих литосферных плит, межконтинентальная аккреция и др.) [66, 142, 165, 177, 196 и др.]. В древнем докембрии такие обстановки возникали чаще (см. ниже), разделяя по межкупольным швам гнейсовые купола.

Из-за господствующей стрессовой тектоники свободные полости в рассматриваемых районах имели возможность образовываться не всегда. Как правило, это происходило в связи с неровностями трущихся сдвигающихся поверхностей. И это не было формирование консолидированных крупных полостей, а только массы прерывающихся, кулисообразно расположенных щелей. Поступление туда магматических расплавов происходило «насильственно». Иными словами, в отличие от рифтогенных обстановок, здесь мы имеем дело с гранитоидными магмами, обладавшими большой механической активностью.

В итоге интрузивные постройки рассматриваемых районов представляют собой мегаштокверки из скопления огромного числа соединяющихся и расходящихся «сетчатых» залежей, силлов, даек, апофиз, мигматитоподобных прожилков и т. п. Ранее подобные плутоны имели особое название: «строматолиты» [5]. При такой обстановке формирования, плутоны изобилуют переработанными ксенолитами вмещающих толщ, что еще более усиливает предельно щелочноземельный, до известковистого, уклон состава подобных гранитоидов.

Флюидный режим при такой динамике формирования плутонов не может обеспечить длительной дифференциации глубинных очагов. Зато неизбежно многократно-импульсное внедрение остаточных, лейкогранитовых порций магм. При этом может происходить мгновенная кристаллизация и задержка части расплава (а остальная устремляется дальше), его ликвация, метамагматизм, возникновение директивных текстур и обогащенных летучими компонентами многочисленных локальных гнезд, где идет крупно- и гигантокристаллическое минералообразование. Иными словами, многие разновидности гранитов являются пегматоидными – вплоть до формирования массы пегматитовых тел. В последних кристаллизуются минералы, которые в условиях обычных давлений, как правило, не возникают. В частности, если система обогащена литием, таким минералом выступает Li-пироксен-сподумен.

Наряду с аксессуарной вкрапленностью касситерита, колумбита и др., редкометалльные, в том числе сподуменовые граниты (они чаще пегматоидные) в раздувах, перегибах, в узлах пересечения даек и т. п. – все же обогащаются щелочами и летучими помимо воды. И тогда там происходит и пневмолито-гидротермальный минералогенез. Иными словами, редкометалльное оруденение накапливается в остаточных очагах не гранитоидной системы в целом, а в неодинаковых – в деталях – очагах отдельных пегматоидно-гранитных тел. Это то, что принято называть «комплексные редкометалльные пегматиты» с оруденением касситерита, танталита, поллуцита, берилла, петалита, сподумена и др.

В пегматитовых районах иногда присутствуют «от-пегматитовые» гипотермальные кварцевые жилы с касситеритом. А иногда по вмещающим породам возникают предпегматитовые метасоматические слодиты с Be- или иным оруденением (см. библиография, в [47]).

Ряд соображений заставляет особо подходить к возникновению редкометалльных пегматитов в древнем докембрии по сравнению с рифей-фанерозоем. Есть доводы о том, что размер планеты в древние эры был меньше, а ускорение силы тяжести в 2–3 раза больше. Поэтому высокое давление могло реализоваться вне зависимости и от глубины формирования, и от интенсивности стресс-тектоники [86 и др.]. Отсюда – возможность гораздо более широкого, чем в молодые эпохи, проявления редкометалльного пегматитогенеза и, что важно, в том числе в «микроколлизонных» обстановках между гнейсовыми куполами [47, 172 и др.].

Докембрийским редкометалльным пегматитам, как правило, присуще оловянное оруденение. Вместе с тем 75% запасов олова сосредоточено в фанерозойских пневмолито-гидротермальных образованиях. Возникает противоречие: древний докембрий, длившийся миллиарды лет и характерный преобладанием восстановительного эндогенного режима [89, 90], благоприятного для возникновения оловянного оруденения, уступает в этом отношении фанерозою, длившемуся на порядок меньше и чаще всего в окислительном эндогенном режиме, неблагоприятном для такого оруденения. Выход из противоречия видится в том, чтобы признать значительным накопление в древнем докембрии касситерита, хотя бы в виде обильного аксессуара, с последующим «перелопачиванием» и рудоотложением в фанерозое. В том числе, о чем упоминалось, даже в условиях повышенной щелочности молодых гранитоидных серий и усиления окислительного режима.

Несмотря на то, что редкометалльно-пегматитовому типу гранитоидных рудных районов, как правило, присущ оловянный профиль оруденения, в ряде районов, приуроченным к фанерозойским швам, заложены на фемическом субстрате, когда выплавление гранитоидов

обусловлено сдвигами из-за горизонтальных сжатий вдоль швов, имеет место окисленный характер высокоглиноземистых гранитоидных серий [143]. И тогда редкометалльное пегматитовое оруденение характерно присутствием молибденита (хотя и не промышленного), а оловянная специфика не проявлена (как нет и сподумена). Такие районы с редкометалльными пегматитами и с сопутствующими им образованиями мы относим к «молибденовому» металлогеническому профилю: например, Мурзинско-Адуйская полоса на Среднем Урале. Поэтому в табл. 7 в отличие от табл. 6 ячейка 1.2 заполнена.

Рудные районы с переходными вариантами гранитоидных серий в тектоническом отношении приурочены к подвижным поясам, образовавшимся в связи с сейсмофокальными зонами. При этом те районы, которые возникают над наиболее погруженными их частями, по уровню щелочности входящих в их состав гранитоидных серий будут приближаться к высокощелочному типу (строка 3 в табл. 6 и 7). А другие районы, которые возникнут над не столь глубоко погруженными частями сейсмофокальных зон, будут характерны нормальным и (или) слабо повышенным уровнем щелочности гранитоидных серий (строка 2). В связи с отсутствием особо напряженной стрессовой тектоники в таких районах возникает возможность формирования консолидированных, иногда даже округлых в плане, плутонов с непегматитовым (камерные пегматиты не в счет) оруденением. При этом какое-то поступление из глубин характерных компонентов будет чувствоваться. В частности, на финале развития таких – со «стандартным» оруденением – серий иногда будут возникать субщелочные редкометалльные (Та-носные) граниты (см. табл. 6). Или, например, в касситеритах гидротермальных месторождений в пределах таких районов будут отмечаться включения заведомо глубинного происхождения: хромит и др. [175]. С другой стороны, в наименее глубинных частях залегания сейсмофокальных зон над ними могут проявиться черты коллизии: континент/островная дуга. И тогда гранитоидные серии будут характеризоваться малой щелочностью магматитов и, казалось бы, может наметиться некоторая «перекличка» с редкометалльно-пегматитоносными районами.

Однако, если не брать в расчет камерные пегматиты, штокшайде-ры и т. п., как правило, это не так. Дело в том, что предельная щелочно-земельность-коровость образований, обозначенных в строке 1 табл. 7, достигается из-за стрессовых процессов в сминаемых толщах [41]. В то время как достаточно высокая щелочноземельность-коровость образований строки 2 той же таблицы достигается «просто» за счет замаскированности поступления мантийной компоненты [40]. Нарастающая роль последней при гранитогенезе для образований строки 3 и, особенно 4, несомненна.

Исходя из сказанного, в табл. 7 выделены самостоятельные строки 1 и 2, а строки 3 и 4 мыслятся родственными [21].

Если на одной и той же территории проявлено интересующее нас гранитогенное оруденение двух возрастов (а в значительных объемах оно чаще, чем два раза, обычно не проявляется [140]), то редкометалльно-пегматитовое, в том числе сподумен-гранитовое, как правило, является более древним [5, 47, 78, 79, 129, 172, 174, 177, 194, 195 и др.] (есть, правда, и исключения: юг Горного Алтая [40], возможно Северный Кавказ [30]). С другой стороны, при общей гомодромности магматизма нарастание щелочности, как говорилось, является несомненной петрологической тенденцией [25, 34, 91, 103, 108, 114, 121, 127, 130, 192, 200, 206 и др.]. Последняя, кроме того, закономерно нарастает в магматитах по мере углубления сейсмофокальной зоны. Все вместе взятое и позволяет нам в предлагаемой систематике (не противоречащей классификациям других исследователей [34, 103, 104, 110, 200 и др.]) поместить «стресс-гранитоидный», т. е. пегматитовый тип районов в первой, а «рифтогенный», т. е. и щелочногранитоидный – в последней строке табл. 7.

Предварительное отнесение конкретного оконтуренного района (см. раздел 2.2) к одному из намеченных в табл. 7 восьми типов вполне осуществимо при совместном анализе геологических и геофизических карт. Так, принадлежность их к Мо- или к Sn- столбцам выявляется по картам аномального магнитного поля больших провинций масштаба 1:5 000 000–1:1 000 000 (см. раздел 1.2), а к строкам 1–4 – по анализу легенд, относящихся, главным образом, к магматизму, метасоматизму, оруденению на геологических картах масштаба 1:1 000 000–1:200 000. Это естественно не только потому, что нас интересуют особенности гранитогенных-плутоногенных рудных районов, но и потому, что ведь и обобщенная тектоническая обстановка в значительной мере теперь познается через особенности магматизма, который как бы «усредняет» интересующую нас толщу мощностью в 5–10 км.

Учитывая такую роль гранитоидных пород, можно предположить, что, если в оконтуренных районах опробование наиболее распространенных гранитоидов выполнено, химические анализы могут явиться основой вычисления индикаторов: а) для упрочения уверенности в правильности отнесения районов к ячейкам табл. 7; и б) для детализации особенностей финала серий, т. е. для уточнения геолого-промышленного типа и металльности конкретного оруденения. Проверке такого предположения посвящен следующий раздел.

### 3.2. Особенности динамики изменения состава гранитоидов от ранних членов серий к поздним – интегральный показатель вариантов металлогении рудных районов

Состав гранитоидов всегда был в основе учения о геохимической или металлогенической специализации интрузивных комплексов. Вместе с тем, средние показатели, в том числе нормированные по кларкам, не всегда информативны, отчего многие перешли к мультипликативным индексам, а в дальнейшем и к трендовым показателям [34, 35, 65, 71, 116, 161, 193 и др.].

Полагая, что у исследователя должен быть максимальный набор дополняющих друг друга по информативности геохимических приемов, мы предлагаем еще одну их группу.

3.2.1. **ОБОСНОВАНИЕ ПРЕДЛАГАЕМОГО ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКОГО ПОДХОДА** в теоретическом отношении вытекает из наиболее приемлемых гипотез гранитообразования (см. часть 2): в течение тектоно-магматического цикла под воздействием мантийно-диапировых «столбов» происходит скачкообразно-эволюционное перемещение фронта магнообразования из верхней мантии в базальтовый, а затем и в гранитно-метаморфический слой земной коры. Этому процессу обязательно появление коровых, но достаточно глубинных, периодически обновляемых, длительно существующих магматических очагов, в ходе дифференциации которых на месте или при подаче вверх существуют крупные объемы магмы и возникают наблюдаемые гранитоидные, в том числе гранитовые серии. Последние концентрируются, в основном, около и над упоминавшимся «столбом», и именно там сконцентрирована главная масса и ультракислых магматитов. Это и есть локальные гравитационные минимумы диаметром в десятки, реже в сотни километров – они же реальные или потенциальные гранитогенные рудные районы. На заключительных этапах функционирования упомянутых очагов вновь подключается нижний уровень магнообразования, но опять-таки тяготея к тому же «столбу». Именно в это время глубинные углеводородно-щелочные флюиды, взаимодействуя с остаточными коровыми расплавами, приводят к возникновению ограниченного объема субщелочных или щелочных, в том числе и концентрированно-редкометалльных гранитовых магм [114 и мн. др.].

Таким образом, будучи продуктами выплавления вещества консолидированной коры в определенном ее геоблоке, гранитоиды и граниты своими петролого-геохимическими чертами, если полнее их учитывать для всего или почти для всего возрастного набора главных интрузий, неминуемо – в динамике своего состава – отразят некоторый сум-

марный эффект. Последний будет обусловлен как вещественными особенностями субстрата геоблока, так и спецификой глубинных агентов, способствовавших, в частности, процессам подготовлявшего метасоматоза, метамагматизма, последующего плавления и – в конечном счете – кристаллизационной и иной дифференциации, в том числе особенностям концентрирования и рассеяния тех или иных компонентов. Частным следствием, очевидно, должен явиться вывод о том, что и потенциальная рудоносность гранитоидных интрузий, и конкретный вид минерализации, реализующиеся на завершении гранитовых серий каждого данного района, закладываются как бы еще на стадии выплавления и становления магм ранних, еще не рудоносных комплексов [3, 19, 29, 32, 104, 116, 182, 193 и др.], то есть «обычных» биотитовых и лейкократовых гранитов. На уровне наблюдения и опробования они (граниты «А» и «Б» [12, 19, 144]), как правило, распространены в интересующих нас районах, в то время как основные гранитоиды – не всегда.

Переходя к приемам улавливания – по данным петрохимии и геохимии – необходимых нам сигналов, отметим, что чаще всего петрохимические диаграммы строятся на основе кремнекислотности или какой-то производной от нее характеристики. Но если мы обратимся к цифрам кларков для гранитоидов, то увидим, что в интересующих нас сериях изменение содержаний фельсифилов, т. е.  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  (возрастают) и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (падают) в среднем происходит не более, чем в 1,2–1,9 раза; а на более узком интервале адамеллит – лейкогранит всего в 1,1–1,2 раза. В то время как изменение содержаний фемафилов, т. е.  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  (падают) – 2,5–8 раз! А в интервале адамеллит-лейкогранит, хотя и меньше, но все же в 1,8–3,6 раза [24, 28, 114, 155 и др.]. Такое разное поведение фельсифилов и фемафилов находит соответствие в том, что в структуре корреляционных связей факторным анализом установлен антагонизм первых по отношению ко вторым [114]. Необходимо также учесть следующее. При переходе от обычных гранитовых к субщелочно- и к щелочногранитовым (редкометалльным) формациям характер вещественной эволюции гранитовых серий нарушается: происходит перестройка структур связей элементов, заметно возрастает натриевая щелочность, сопряженная не с возрастанием количества кремнезема, а с увеличением глиноземистости или железистости [114, с. 91].

Учитывая сказанное, при построении имеющих прогнозно-оценочное значение петрохимических диаграмм для гранитов мы, в первую очередь, просто обязаны ориентироваться на динамику поведения только фемафилов. И только в «обычных», не редкометалльных гранитах (и, естественно, как это принято, без учета аплитов, пегматитов, метасоматитов и т. п.).

Продуктивность рассмотрения именно динамики, а не средних цифр, наиболее убедительно показана В.Н.Бондаренко [32, 102, 116]. Главное то, что содержание того или иного компонента в геологическом теле, в том числе гранитоидном, должна выражаться не только средней цифрой, но, в первую очередь, в виде зависимости: содержание этого компонента относительно концентрации близкого другого. То есть даже одинаковые по кремнекислотности (и другим фельсифилам) гранитоиды в координатах  $MgO-CaO$ ,  $FeO-Fe_2O_3$ ,  $MnO-TiO_2$ ,  $Li-Rb$ ,  $Ta-Nb$  и др. могут и даже должны отличаться закономерно обусловленными трендами. Тем более это должно отражаться в особенностях динамики смены состава в сериях типа адамеллит-лейкогранит, с которыми мы имеем дело в конкретных ареалах – рудных районах.

В гранитоидах на долю оксидов-фемафилов в среднем приходится не более 13 мас.%, а в гранитах (от адамеллита до лейкогранита) не более 6–9%. Поэтому каждый такой компонент может рассматриваться как малый или редкий элемент. Следовательно, для них справедлив релеевский принцип дифференциации [77, 193, 206 и др.]. Это означает, что в логарифмических координатах тренды упоминавшихся пар близких компонентов представляют собой прямые линии, отражающие уравнения регрессии  $\log y = a \log x + b$ . Петролого-геохимический смысл подобных уравнений заключается в том, что, если по оси абсцисс ( $x$ ) отложены логарифмы содержаний более основного компонента – извест, закись железа, рубидий, ниобий и т. п., то, как это показано в работах Д.С.Коржинского, И.Д.Рябчикова, С.М.Кравченко, Б.Лемана и др., аппроксимирующие прямые в случае серий повышенной щелочности будут прижиматься к оси ординат ( $y$ ): более интенсивное падение содержаний  $MgO$  по сравнению с  $CaO$ , более интенсивный рост концентрации  $Li$  по сравнению с  $Rb$  и т. д. И наоборот, в случае серий повышенной кислотности эти прямые будут прижиматься к оси абсцисс: более интенсивное падение содержаний  $CaO$  по сравнению с  $MgO$ , более интенсивный рост содержаний  $Rb$  по сравнению с  $Li$  и т. д. Очевидно также, что в случае, если мы оперируем с усредненными глобальными оценками-кларками, аппроксимирующие прямые должны быть ориентированы по отношению к координатным осям под углом, близким к  $45^\circ$  (см. рис. 3 и 5). Такова сущность параметра «а» в вышеприведенном уравнении: это тангенс угла наклона интересующего нас логарифмического тренда.

Сложнее с параметром «b». Он обозначает меру перемещения тренда вверх-вниз или вправо-влево от некоторого условного нулевого уровня (условного – потому что в логарифмических координатах «нуля» нет); т. е. как концентрацию одного компонента в начале («старте») процесса гранитовой дифференциации при фиксации содержания другого

компонента. Так, если мы начинаем серию от адамеллита, то в конкретной серии, т. е. в конкретном, полученном для определенного района тренде, мы обязаны за «b» первого компонента принять его среднее содержание, соответствующее КЛАРКУ второго компонента в адамеллите. И наоборот. Ниже станет ясно, как это реализуется практически.

Но в начале необходимо выбрать удобные для работы фемафилы. Такowymi пока могут выступать только  $MgO$  и  $CaO$ : точность аналитического их определения высокая, значащих цифр в анализах, как правило, не менее двух, часто три. Важно также то, что извести и особенно магнезии принадлежит определяющая роль в самоорганизации магматической дифференциации [8, 84, 207].

Точность определения  $TiO_2$  и  $MnO$  также высока. Но в силикатных анализах гранитов мы, как правило, имеем дело только с одной значащей цифрой: оперировать с ними невозможно. Что же касается оксидов железа, то не всегда они определяются раздельно. Да и при раздельном определении возникают трудности (см. раздел 1. 2).

Итак, оперируем с  $MgO$  и с  $CaO$ . Как известно, в гранитоидном процессе сброс извести при прочих равных условиях обозначает динамику раскисления плагиоклаза, что сопряжено с неуклонным, хотя и сугубо пассивным, относительным ростом содержания  $Na_2O$ . И так продолжается вплоть до лейкогранита, когда  $Na_2O$  начинает нейтрализовать кислотно-основные свойства кремнезема – в 2–2,5 раза более интенсивно, чем  $CaO$  [115]. Тогда при переходе к субщелочным лейкогранитам структура силикатного расплава изменяется радикально. Так или иначе, но сброс  $CaO$  – это одновременно и рост  $Na_2O$  [25]. Вместе с тем, рассматривая кларковую диаграмму  $Na_2O$ ,  $K_2O$  и  $CaO$  (рис. 7), видим, что в серии гранодиорит-лейкогранит динамика поведения  $Na_2O$  и  $K_2O$  сходна. И, в то же время, динамика  $K_2O$ , в отличие от  $Na_2O$ , не имеет к  $CaO$  никакого отношения. Отсюда неизбежен вывод о том, что в области высоких  $Mg/Ca$ -отношений роль  $K_2O$  возрастает в связи с падением содержания  $MgO$  [207]. И низкомагнезиальный расплав там должна быть присуща относительно повышенная калиевая щелочность. Что, собственно, и наблюдается [67 и др.].

Таким образом, на диаграмме  $MgO-CaO$  (см. рис. 5), даже и не оперируя с  $Na_2O$  и с  $K_2O$ , мы, тем не менее, получаем возможность, хотя и косвенно, но достаточно детально – из-за неизмеримо более энергичного темпа изменения содержаний магнезии и извести по сравнению с темпом изменения содержаний оксидов щелочей – оценивать и меру щелочности конкретных гранитовых серий. Так, при относительном доминировании в гранитоидном процессе коровой компоненты, т. е. кальция над магнием (правая нижняя от тренда часть диаграммы на рис. 5) возникнут известковистые серии; а при обратном отношении, при относительно повышенной роли мантии – серии повышенной щелочности (левая верхняя часть).



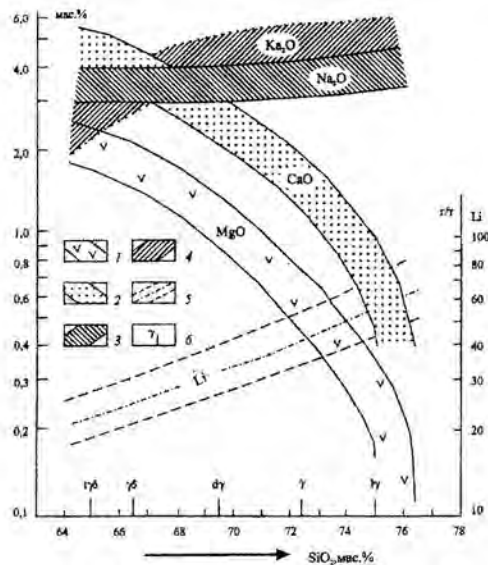


Рис. 7. Корреляционные диаграммы гранитоидных кларков MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O (мас. %) и Li (г/т) в зависимости от содержания кремнезема.

1-5 — полосы, в которые укладываются фигуративные точки содержаний компонентов в согласии с кларковыми цифрами разных авторов: 1 — MgO, 2 — CaO, 3 — Na<sub>2</sub>O, 4 — K<sub>2</sub>O, 5 — Li (наиболее вероятные средние значения подразумеваются на осях, проведенных приблизительно посередине полос; для лития ось показана штрих-пунктиром); 6 — наиболее вероятные средние значения содержания кремнезема для тоналитов (t γδ), гранодиоритов (γδ), адамеллитов (d γ), гранитов (γ), лейкогранитов и аляскитов (l γ).

Вместе с тем, ввиду того что крайняя верхняя, высокомагнезильная часть диаграммы рис. 5 одновременно отвечает составам низкокалийных магм, в то время как крайняя нижняя часть — высококалийным; и крайняя правая часть — высокоизвестковистым, т. е. низконатриевым составам, в то время как крайняя левая часть — высоконатриевым, кларковый тренд, отражающий, в основном, Mg-Ca-динамику нормальных гранитоидов и гранитов, неизбежно должен завершиться в области субщелочных микроклин-альбитовых лейкогранитов, что и наблюдается (см. рис. 5). Кстати, такой вывод наводит на мысль об известной искусственности противопоставления лейкогранитов субщелочного и нормального рядов (см. [67]).

Итак, принимаем, что собственно гранитовый отрезок обобщенного, т. е. кларкового гранитоидного тренда начинается от адамеллитов. По данным разных авторов, уточняя средние цифры по бинарным диаграммам типа рис. 7, можно для такой породы принять в округленных цифрах следующий состав: SiO<sub>2</sub> 69,5; TiO<sub>2</sub> 0,40; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 14,80; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,20; FeO 2,25; MnO 0,10; MgO 1,00; CaO 2,40; Na<sub>2</sub>O 3,60; K<sub>2</sub>O 4,15 мас. %. И на петрохимических диаграммах эти числа, в том числе 1,00 и 2,50 для MgO и CaO, являются условными нулевыми точками для определения конкретных «стартов» эволюции собственно гранитовых серий в каждом из рудных районов.

Перейдем к редким элементам-примесям. Для таких их пар, как Ta-Nb, Sr-Ba, Sr-Rb, Li-Rb и т. д., сохраняются все закономерности, ого-

воренные выше для пары MgO-CaO (см. рис. 2 и 7). В этой работе мы будем оперировать только с литием и рубидием.

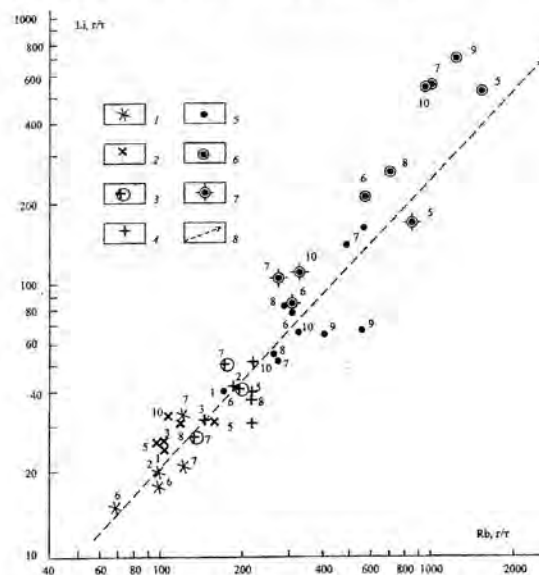


Рис. 8. Корреляционная литий-рубидиевая диаграмма для средних составов гранитоидов, включая редкометалльные субщелочные лейкограниты и редкометалльные щелочные граниты.

1-7 — средние составы разновидностей гранитоидов и гранитов по разным авторам: 1 — кварцевые диориты, монзониты, тоналиты, плагиограниты; 2 — гранодиориты; 3 — адамеллиты; 4 — граниты; 5 — лейкограниты и аляскиты; 6 — редкометалльные субщелочные лейкограниты; 7 — редкометалльные щелочные граниты; 8 — наиболее вероятный литий-рубидиевый кларковый тренд гранитоидов и гранитов.

Цифры — авторы кларковых значений: 1 — К. К. Турекян и К. Х. Ведеполь, 2 — А. П. Виноградов и Н. А. Григорьев, 3 — С. Р. Тейлор, 4 — О. Д. Ставров, 5 — А. А. Беус, 6 — Ю. Б. Марин, 7 — Л. В. Таусон, 8 — Н. И. Тихомирова, 9 — В. С. Попов, 10 — И. В. Александров.

Рассмотрим диаграмму на рис. 8: прямолинейность тренда наблюдается, его наклон близок к 45°. Вместе с тем видно, что, базирываясь на существующих кларках, нельзя наметить интересующие нас наиболее усредненные литий-рубидиевые точки адамеллитов, гранитов, лейкогранитов. Это обусловлено тем, что предлагаемые разными авторами кларки гранитоидов и гранитов не всегда обнаруживают соответствие с петрохимическими характеристиками. Так, например, кларк лития 40 г/т и рубидия 200 г/т приписаны А. П. Виноградовым и Н. А. Григорьевым породе типа адамеллита (69-70,5% SiO<sub>2</sub>), Ю. Б. Мариным, А. А. Беусом, Н. И. Тихомировой — нормальному граниту (72,5), а К. К. Турекяном и

К.Х.Ведеполем – породе типа аляскита-лейкогранита (74). Поэтому нужны коррективы. В первую очередь, это надо сделать в отношении корреляции Rb с изоморфным для него лидером – калием. Она несомненна (рис. 9), но имеет прямолинейный характер (по мере роста содержания калиевого полевого шпата) только до уровня  $K_2O$  порядка 4,2%. Это как раз кларковая цифра среднего адамеллита (см. выше). Ему, как видно на рис. 9, соответствует 140 г/т рубидия: это и есть кларк рубидия в адамеллите. Далее, в гранитах и лейкогранитах содержание Rb по мере роста  $K_2O$  резко подскакивает, что обусловлено уже накоплением рубидия во флюидно-щелочном остатке (недаром ураганные содержания Rb приурочены, например, к литий-фтористым гранитам).

Не распространяясь подробно в отношении лития, идя тем же путем (на диаграмме рис. 9 и на независимой диаграмме рис. 7), убеждаемся, что кларк этого элемента для адамеллита равен 30 г/т.

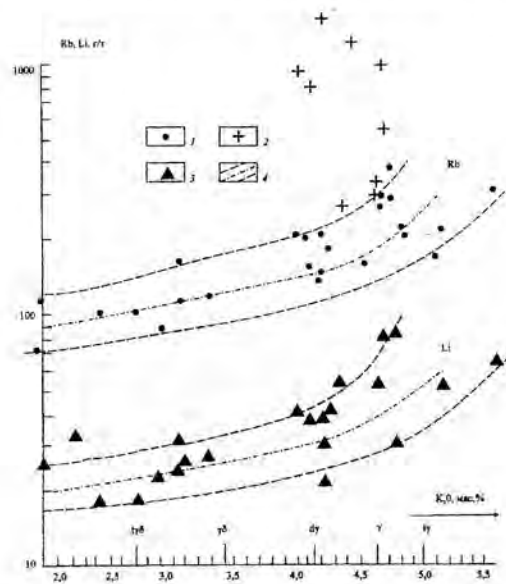


Рис. 9. Корреляционные диаграммы гранитоидных и гранитовых кларков рубидия и лития в зависимости от содержания оксида калия.

1-3 – фигуративные точки кларков по разным авторам: рубидия в гранитоидах и гранитах (1), рубидия в субщелочных и щелочных редкометалльных гранитах и лейкогранитах (2), лития в гранитоидах и гранитах (3); точки лития для редкометалльных гранитов не нанесены, ибо они «подскакивают» еще выше аналогичных точек для рубидия; 4 – полюсы, в которые укладывается большинство кларковых точек (пунктирные ограничения), и оси, отражающие положения наиболее вероятных средних значений (штрих-пунктир).

3.2.2. ПРИЕМЫ ОБРАБОТКИ ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ. Для каждого из интересующих нас реальных или потенциальных рудных районов, т. е. в пределах оконтуренных минимумов  $\Delta g$  (см. раздел 2.2), с небольшим приращением вовне, составляется картотека анализов для ведущих, т. е. крупно- и среднезернистых разновидностей гранитоидов (отдельно для каждой субдновозрастной серии). Аплиты, пегматиты, редкометалльные граниты, грейзены и т. п. – отдельно эти образования в предлагаемые ниже процедуры не вовлекаются.

Понятие «разновидности» в данном случае многозначно. Во-первых, это представители разных интрузивных фаз в пределах разных интрузивных комплексов (даже небольшие на выходе массивы гранитов именно такие [144]). Во-вторых, это одни и те же породы, но из разных частей массива. В-третьих, это одни и те же породы, но проанализированные разными авторами. И т. д. Как правило, мы оперируем со средними составами. В том числе с составами, усредненными по интервалам содержания кремнезема. Но вовлечение единичных анализов тоже возможно.

Далее на логарифмической бумаге в координатах  $MgO-CaO$ ,  $Li-Rb$  и т. д. наносятся точки, основанные на анализах оговоренных выше разновидностей гранитов (адамеллиты, граниты, лейкограниты. . .). И в согласии с математическим принципом, изложенным в книге Р.И.Луткова и В.Н.Бондаренко [102], объединив рой фигуративных точек минимальным эллипсом (это легко делается с помощью поворачивающейся восковки; соответственно – компьютерный вариант), проводим его длинную ось – она и есть аппроксимирующий тренд. Подробности ясны из рис. 10.

Оговорим непопулярный с точки зрения формальной математики тезис: для таких пар как  $Li-Rb$ ,  $Ta-Nb$ ,  $U-Th$ ,  $MgO-CaO$  и др. в гранитоидах салических блоков эллипсы, несмотря иногда на «очевидное» иное (из-за неполноты опробования) расположение точек, должны отражать СИМБАТНУЮ зависимость упоминавшихся пар компонентов, т. е. эллипсы должны вытягиваться снизу вверх направо (см. рис. 10).

Далее с каждого графика «считываются» трендовые параметры: мера щелочности – угол наклона аппроксимирующего тренда (измеряется транспортиром с точностью до градуса), средние значения компонентов (координаты центров эллипсов, но можно и по-иному). А также характерные отрезки координатных осей, пропорциональные величине «b» в упоминавшемся уравнении, т. е. «старты» (подробности хорошо видны на рис. 10).

3.2.3. ПРИМЕР АПРОБАЦИИ МЕТОДА. Соблюдая принцип максимально возможной геологической однородности, обратимся к субсинхронным мезозойским оловорудным районам провинции Южного Забайкалья – южнее Монголо-Охотского шва. То есть только к той час-

ти этой территории, где преобладает спокойное пониженное магнитное поле и только к тем районам-узлам, которые расположены в салических блоках [58, 96, 128 и др.]. Таких районов набралось 27. Среди них можно наметить известные эталонные, различающиеся видом и масштабно-стью конкретного оруденения (табл. 8). Базируясь на эталонах, попытаемся оценить районы, до того не оцененные или недостаточно оцененные [14–21].

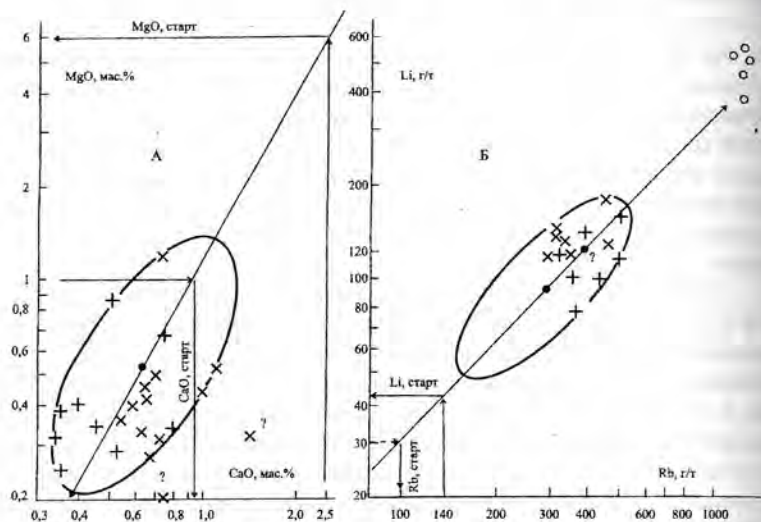


Рис. 10. Пример составления магний-кальциевой (А) и литий-рубидиевой (Б) логарифмических диаграмм и снятия с них трендовых параметров (для Хангилайского гранитного района, Южное Забайкалье).

Фигуративные точки отвечают средним содержаниям MgO, CaO, Li, Rb в крупно- и среднезернистых разновидностях биотитовых, двуслюдяных гранитов (косые кресты), лейкократовых, аляскитовых гранитов (прямые) по данным разных авторов. Логичность аппроксимирующего тренда на рис. Б подтверждена примерным его попаданием в скопления точек альбитовых редкометалльных гранитов Орловского месторождения (светлые кружки). Черные точки – генеральные средние содержания магнезии, извести, лития и рубидия (для Li и Rb два варианта).

Для каждого из перечисленных в табл. 8 районов по литературным и нашим данным были составлены магний-кальциевые, а для 19 – литий-рубидиевые графики, подобные таковым на рис. 10. С них сняты трендовые параметры, явившиеся основой пересчетов (табл. 9 и 10) и построения синтезирующих диаграмм.

На рис. 11, отражающем зависимость отношений стартовых цифр магнезии и извести от углов наклона трендов на MgO-CaO-графиках,

Предварительная рубрикация реальных и потенциальных рудных районов (узлов) Южного Забайкалья по типам присущего им или прогнозируемого в них редкометалльного оруденения

| Генетические типы и виды редкометалльного оруденения: (1)–(4) – непегматитовые, (5)–(6) – пегматитовые | Реальные и потенциальные рудные районы (узлы)  |   |   |
|--|--|---|---|
|  | известные (эталонные)  | известные, но где возможно новое оруденение                           | новые, ранее не выделявшиеся: прогноз оруденения                |
| 1. Гидротермально-грейзеновое Sn, Pb, Zn (W, Be)   | Хапчерангинский, ХП<br>Былыринский, БЛ<br>Сохондинский, СХ<br>Харалгинский, ХР       | Чикокон-Шибегуйский, ЧШ<br>Крестово-Сенькинский, КС                   | Шара-Горхонский, ШГ<br>Верхне-Кыринский, ВК<br>Голготайский, ГЛ |
| 2. То же, но с присутствием камерных пегматитов или онгонитов (Be, Bi)                                 | Шерловогорский, ШР<br>Адун-Челонский, АД<br>Соктуйский, СК<br>Букука-Белухинский, ББ |   |   |
| 3. То же, но с присутствием редкометалльных гранитов, иногда и камерных пегматитов                     | Олдандинский, ОЛ<br>Хангилайский, ХН<br>Саханайский, СН<br>Асакан-Шумиловский, АШ    | Улелей-Жергоконский, УЛ<br>Таптанайский, ТП<br>Ингода-Ашаглейский, ИН |   |
| 4. Редкометалльно-гранитовое (Nb-Ta), F  | Тургинский, ТР   | –   | –   |
| 5. Редкометалльно-пегматитовое калиевое, иногда и гидротермально-грейзеновое Be, Sn (W, Ta)            | Халзанский, ХЗ<br>Дурулгуевский, ДР  | –   | –   |
| 6. Редкометалльно-пегматитовое натровое и натро-литиевое Sn, Li, Be, Ta                                | Усть-Ононский, УО<br>Седловский, СД<br>Малокулиндинский, МК<br>Мензинский, МЗ        | –   | –   |

Таблица 9

Трендовые параметры гранитовых серий оловоносных районов (узлов)  
Южного Забайкалья по MgO-CaO-диаграммам (см. рис. 10)

| Район, см. табл. 8 | Цифры из MgO-CaO-диаграмм |                  |                  |                 |                   |                   |                 |
|--------------------|---------------------------|------------------|------------------|-----------------|-------------------|-------------------|-----------------|
|                    | $\alpha$ МС, град.        | MgO-start, мас.% | CaO-start, мас.% | отнош. граф 3/4 | MgO-средн., мас.% | CaO-средн., мас.% | отнош. граф 6/7 |
| 1                  | 2                         | 3                | 4                | 5               | 6                 | 7                 | 8               |
| МЗ                 | 44                        | 1,12             | 2,25             | 0,50            | 0,48              | 1,10              | 0,44            |
| СД                 | 40                        | 0,84             | 3,00             | 0,28            | 0,39              | 1,00              | 0,39            |
| УО                 | 42                        | 0,86             | 2,95             | 0,29            | 0,36              | 0,96              | 0,38            |
| МК                 | 42                        | 1,03             | 2,50             | 0,41            | 0,50              | 1,20              | 0,42            |
| ДР                 | 53                        | 1,15             | 2,30             | 0,50            | 0,18              | 0,83              | 0,22            |
| ХЗ                 | 50                        | 1,13             | 2,20             | 0,51            | 0,30              | 0,80              | 0,38            |
| ЧШ                 | 62                        | 2,50             | 1,55             | 1,61            | 0,62              | 1,21              | 0,51            |
| ШГ                 | 61                        | 0,70             | 3,00             | 0,23            | 0,43              | 1,95              | 0,22            |
| КС                 | 63                        | 0,80             | 2,75             | 0,29            | 0,41              | 1,75              | 0,23            |
| ИН                 | 65                        | 1,90             | 1,82             | 1,04            | 0,32              | 1,10              | 0,29            |
| УЛ                 | 61                        | 1,65             | 1,90             | 0,87            | 0,16              | 0,68              | 0,23            |
| СХ                 | 56                        | 1,35             | 2,00             | 0,68            | 0,41              | 1,10              | 0,37            |
| БЛ                 | 59                        | 1,35             | 2,12             | 0,64            | 0,36              | 1,10              | 0,33            |
| ХР                 | 58                        | 1,80             | 1,80             | 1,00            | 0,24              | 0,68              | 0,35            |
| ХП                 | 57                        | 1,55             | 1,90             | 0,82            | 0,18              | 0,63              | 0,29            |
| АЧ                 | 64                        | 1,55             | 2,00             | 0,78            | 0,35              | 1,15              | 0,30            |
| ШР                 | 64                        | 2,20             | 1,70             | 1,29            | 0,16              | 0,69              | 0,23            |
| СК                 | 62                        | 1,70             | 1,90             | 0,78            | 0,18              | 0,80              | 0,22            |
| ББ                 | 64                        | 1,70             | 1,90             | 0,89            | 0,78              | 1,70              | 0,46            |
| ГЛ                 | 66                        | 2,50             | 1,65             | 1,52            | 1,17              | 1,77              | 0,68            |
| АШ                 | 65                        | 4,20             | 1,28             | 3,28            | 0,34              | 0,78              | 0,44            |
| ВК                 | 59                        | 3,00             | 1,25             | 2,40            | 0,22              | 0,48              | 0,46            |
| СН                 | 67                        | 6,40             | 1,15             | 5,56            | 0,30              | 0,72              | 0,42            |
| ТП                 | 61                        | 4,00             | 1,20             | 3,33            | 0,27              | 0,56              | 0,48            |
| ХН                 | 61                        | 6,00             | 0,93             | 6,45            | 0,52              | 0,64              | 0,81            |
| ОЛ                 | 60                        | 3,20             | 1,25             | 2,56            | 0,35              | 0,72              | 0,49            |
| ТР                 | 67                        | 9,00             | 1,05             | 8,57            | 0,10              | 0,34              | 0,29            |

Таблица 10

Трендовые параметры гранитовых серий оловоносных районов  
Южного Забайкалья по Li-Rb-диаграммам (см. рис. 10).  
В скобках – предположительные цифры

| Район, см. табл. 8 | Цифры из Li-Rb-диаграмм |               |               |                 |                |                |                 |
|--------------------|-------------------------|---------------|---------------|-----------------|----------------|----------------|-----------------|
|                    | $\alpha$ LR, град.      | Li-start, г/т | Rb-start, г/т | отнош. граф 3/4 | Li-средн., г/т | Rb-средн., г/т | отнош. граф 6/7 |
| 1                  | 2                       | 3             | 4             | 5               | 6              | 7              | 8               |
| МЗ                 | (41)                    | (48)          | (80)          | (0,60)          | —              | —              | —               |
| СД                 | (38)                    | (65)          | (49)          | (1,33)          | —              | —              | —               |
| УО                 | 39                      | 68            | 52            | 1,31            | 92             | 200            | 0,46            |
| МК                 | 40                      | 57            | 65            | 0,88            | 133 (100?)     | 375 (200?)     | 0,36            |
| ДР                 | 53                      | 26            | 155           | 0,17            | 76 (55?)       | 320 (230?)     | 0,24            |
| ХЗ                 | 49                      | 36            | 120           | 0,30            | 41             | 155            | 0,26            |
| ЧШ                 | 55                      | 25            | 160           | 0,16            | 52             | 240            | 0,22            |
| ШГ                 | (56)                    | (26)          | (155)         | (0,17)          | —              | —              | —               |
| КС                 | (57)                    | (23)          | (160)         | (0,14)          | —              | —              | —               |
| ИН                 | 57                      | 19            | 190           | 0,10            | 54             | 280            | 0,90            |
| УЛ                 | (56)                    | (26)          | (155)         | (0,17)          | —              | —              | —               |
| СХ                 | 37                      | 34            | 120           | 0,28            | 45             | 200            | 0,22            |
| БЛ                 | 43                      | 35            | 120           | 0,29            | 50             | 200            | 0,25            |
| ХР                 | (43)                    | (35)          | (125)         | (0,28)          | —              | —              | —               |
| ХП                 | 42                      | 36            | 115           | 0,31            | 84             | 350            | 0,24            |
| АЧ                 | 59                      | 23            | 165           | 0,14            | 140            | 400            | 0,35            |
| ШР                 | 55                      | 20            | 180           | 0,11            | 120            | 460            | 0,26            |
| СК                 | 58                      | 21            | 175           | 0,12            | 72             | 290            | 0,25            |
| ББ                 | 60                      | 36            | 165           | 0,22            | 70             | 205            | 0,34            |
| ГЛ                 | 62                      | 30            | 140           | 0,21            | 73             | 220            | 0,33            |
| АШ                 | 60                      | 33            | 130           | 0,25            | 310            | 520            | 0,60            |
| ВК                 | (44)                    | (56)          | (75)          | (0,75)          | —              | —              | —               |
| СН                 | 58                      | 34            | 130           | 0,26            | 170            | 400            | 0,42            |
| ТП                 | (45)                    | (48)          | (87)          | (0,55)          | —              | —              | —               |
| ХН                 | 46                      | 43            | 100           | 0,43            | 90 (120?)      | 280 (380?)     | 0,32            |
| ОЛ                 | 45                      | 62            | 70            | 0,89            | 145            | 320            | 0,45            |
| ТР                 | 64                      | 16            | 195           | 0,08            | 56             | 260            | 0,22            |

фигуративные точки гранитовых серий 27 оловоносных районов Южного Забайкалья распределились исключительно закономерно. Подчеркнем и повторим: только по информации о содержании магнезии и извести в обычных, широко распространенных гранитах. В целом (см. табл. 8) предварительная по наблюдаемым особенностям оруденения, группировка подтвердилась. Только группа, представленная Тургинским рай-

оном, не выступила отдельно: она объединилась с группой, куда входят Олдандинский, Хангилайский, Саханайский и Асакан-Шумиловский районы. Иными словами, фигуративные точки гранитовых серий районов с танталоносными микроклин-альбитовыми (в том числе амазонитовыми) гранитами Этыки, Ачикана, Орловки, Зун-Ундура, Горначихи, с одной стороны, и Тургинского массива с телами ниобиеносных амазонитовых гранитов Джидокан, Бырохча, Кулинда, с другой, попали в единое поле.

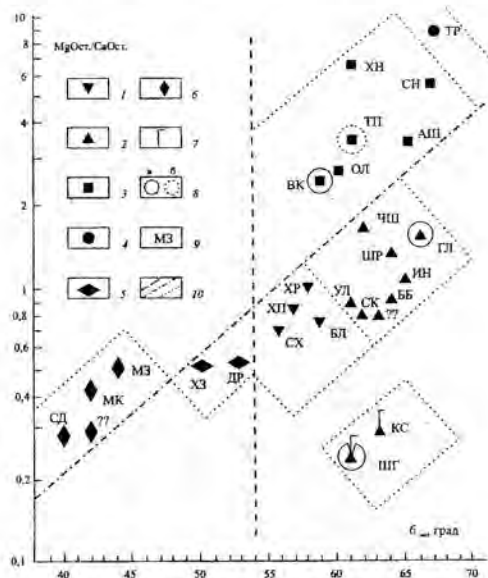


Рис. 11. Диаграмма  $MgO_{start}/CaO_{start}-\alpha MC$  для гранитовых серий оловоносных районов Южного Забайкалья.

1 – фигуративные точки рудных районов с гранитовыми сериями, завершающимися гидротермально-грейзеновым оруденением; 2 – то же, но также с проявлениями внутригранитных камерных пегматитов и (или) онгонитов, близких к ним порфиров и т. п.; 3–4 – то же, но также и с оруденением редкометалльных натро-литий-фтористых гранитов (3), в т. ч. повышенной щелочности (4); 5–6 – фигуративные точки рудных районов с гранитовыми сериями, завершающимися редкометалльным пегматитовым оруденением (5), в т. ч. также и с оруденением натро-литиевых пегматитов (6); 7 – фигуративные точки районов с возможным, ныне не известным, видом оруденения; 8 – фигуративные точки вновь выделенных, потенциально рудных районов (а), а также известных (б), где прогнозируется указанное, но до сих пор не выявленное в них оруденение; 9 – аббревиатура названий районов, см. табл. 8; 10 – линии, разграничивающие поля фигуративных точек районов с разными типами и видами оруденения: с проявлениями редкометалльных натро-литиевых пегматитов или гранитов – слева сверху; и без таковых – справа внизу (штрих-пунктир); существенно пегматитовых – слева; и непегматитовых – справа (пунктир); с более конкретными видами оруденения или минерализации (точки; эти поля выделены приблизительно).

В поле районов с гранитовыми сериями, завершающимися образованием редкометалльных гранитов, попали, кроме того, точки известкового (Sn, W, Be) Таптанайского и вновь намеченного Верхне-Кыринского районов-узлов: для них, следовательно, редкометалльно-гранитовое танталовое оруденение прогнозируется (интересно, что по иным данным таковое для Таптаная мы и раньше прогнозировали [15]).

По результатам рассмотрения диаграммы  $MgO_{start}/CaO_{start}-\alpha MC$  (см. рис. 11) не подтверждается предположение, что в Улелейском и в Ингодинском районах возможны месторождения танталоносных редкометалльных гранитов – их фигуративные точки остались в поле районов только с гидротермально-грейзеновым оруденением (с возможным проявлением онгонитов). Упрочилось расположение в том же поле точки гранитовой серии Чикокон-Шибетуйского района и определилось попадание туда же точки Голготайского района. И только известный Крестово-Сенькинский и вновь намеченный рядом с ним Шара-Горхонский районы обнаружили особую индивидуальность (см. рис. 11).

На той же диаграмме видно, что пегматитовые рудные районы («ромбы») отличаются гранитовыми сериями не только с особенно интенсивным темпом падения содержания извести (малые  $\alpha MC$ ), но и высокой исходной щелочностью:  $MgO_{start}/CaO_{start}=0,25-0,55$ . То есть они исходно низкощелочные. Ранее это уже было подмечено для пегматитоносных гранитоидов Мира [79]. В то же время среди непегматитовых районов можно различить гранитовые серии двух совокупностей. Одна из них («треугольники») представлена достаточно щелочностью:  $MgO_{start}/CaO_{start}=0,20-2,00$ ; и спад содержания извести идет менее интенсивно, чем в гранитовых сериях пегматитовых районов:  $\alpha MC=54-67^\circ$ . Это районы кварцевожильно-грейзенового и сульфидного W-Sn-оруденения. Другая совокупность непегматитовых районов, это где возникают малые интрузии редкометалльных гранитов («квадраты» и «круг») – она характерна минимальной исходной известковистостью гранитовых серий:  $MgO_{start}/CaO_{start}=2,00-10,00$ ; и спад содержания магнезии (более кислотного компонента) идет энергичнее, чем спад содержания извести (более основного):  $\alpha MC=58-70^\circ$ . Иными словами, речь идет о гранитовых расплавах с повышенной – по сравнению с гранитовыми сериями районов только с грейзеновой специализацией – щелочностью. Дифференциация именно таких серий и приводит к появлению редкометалльных, типично субщелочных, микроклин-альбитовых гранитов.

Несомненно, что в каждой из групп, в свою очередь, можно и нужно намечать районы с наименее и с наиболее подщелоченными сериями, что коррелируется с возрастанием угла  $\alpha MC$  и отношения  $MgO_{start}/CaO_{start}$ . Так, в поле фигуративных точек редкометалльно-гра-

нитовых районов намечаются две ветви: менее подщелоченная, очевидно более перспективная на Та-Li-граниты – Олданда-Хангилайская, куда подстраиваются и точки прогнозируемых Верхне-Кыринского и Таптанайской районов; и более подщелоченная, Асакан-Шумиловско-Тургинская, менее перспективная на эти металлы. Примечательно, что точка Тургинского района, гранитовая серия которого наиболее подщелоченная, недаром в ее начале формируются даже граносиениты (напомним, что их анализы мы не учитывали), и с которой сопряжен ниобий-фтористый тип оруденения [53], закономерно расположена в крайнем правом и верхнем секторе, см. рис. 11.

Близкая тенденция прослеживается и в поле фигуративных точек пегматитовых районов: точки Усть-Ононского (Завитинского) и Седловского районов с наименее щелочными, т. е. с наиболее щелочноземельными гранитовыми сериями – и с максимальным проявлением литиевой минерализации – тяготеют к нижней части Седловско-Мензинской ветви. В то время как точки Мензинского и Малокулидинского районов, гранитовые серии которых генерируют натро-литиевые (малолитиевые) пегматиты с преимущественно Sn, Ta, Be оруденением, расположены в верхней ее части справа (рис. 11).

На той же диаграмме видно, что фигуративные точки районов, которым свойственны натро-литиевые пегматиты или гомологичные им натро-литиевые граниты, закономерно расположены в верхнем (от штрих-пунктирной диагонали) пространстве диаграммы. Иными словами, если говорить *весьма* обобщенно, гранитовые серии в подобных районах как бы сигнализируют о своем чуть большем ощелочении – по сравнению с «незавершенными» сериями районов, лишенными финальных натро-литиевых образований (нижнее от штрих-пунктирной диагонали пространство на рис. 11).

Перейдем к диаграмме, построенной при участии параметров, снятых с литий-рубидиевых графиков (см. рис. 10), они имеются для 19 районов из 27. На диаграмме Listart/Rbstart- $\alpha$ LR (рис. 12) обнаруживается группировка фигуративных точек (залитые значки) районов, по особенностям оруденения или минерализации сходная с таковой на рис. 11. Но здесь-то и выявляется обособленность относительно более ощелоченной серии Тургинского района от всех прочих, включая даже от родственных серий Олданды, Хангилая, Асакан-Шумилова и Саханая. Оказались также отделенными от несомненно танталоносных районов (Олданда, Хангилай) слабо танталоносные (Саханай, Аксакан), усилив тенденцию, подмеченную на петрохимической диаграмме рис. 11. В то же время подтвердилось и усилилось разделение гидротермально-грейзеновых районов на две группы: с относительно низкощелочными гранитовыми сериями ( $\alpha$ LR=36–45°); и с относительно более ощелоченными

(54–63). Усилился также отрыв фигуративных точек гранитовых серий пегматитовых районов, которым присущи только K-Na-пегматиты (Халзан, Дурулгуй) от точек районов также и с Na-Li-пегматитами (Усть-Онон, Малая Кулинда) (см. рис. 12).

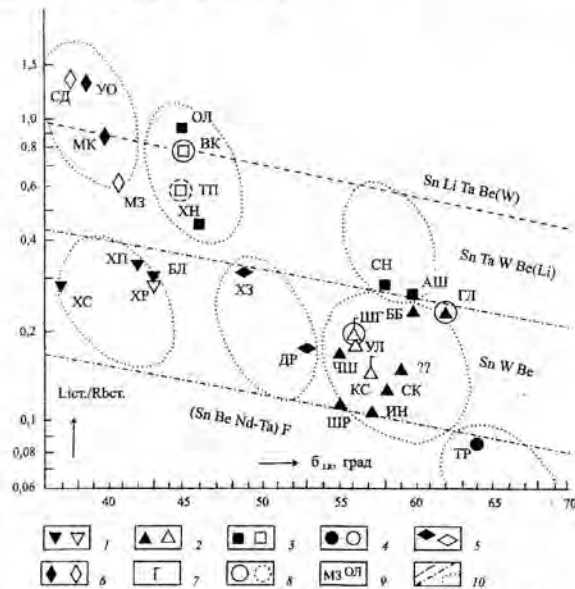


Рис. 12. Диаграмма Listart/Rbstart- $\alpha$ LR для гранитовых серий оловоносных районов Южного Забайкалья.

1–9 – см. условные обозначения к рис. 11; залитые значки принадлежат точкам, для которых имеются Li-Rb-параметры, светлые – для которых такие параметры определены приблизительно по корреляции с MgO–CaO-параметрами на диаграммах рис. 14 и 15; 10 – линии, разграничивающие поля фигуративных точек районов с разными типами и видами оруденения: с проявлениями редкометалльных натро-литиевых пегматитов и гранитов (сверху), с ощелочением таких образований (снизу); и без таковых (посредине, штрих-пунктир); с проявлением металльных групп оруденения (пунктир); с более конкретными видами оруденения или минерализации (точечные овалы), такие поля выделены приблизительно.

Химические символы обозначают характерное оруденение (в скобках – минерализацию), свойственное районам, точки гранитовых серий которых попадают на соответствующие параллельные полосы или овалы.

Таким образом, если петрохимическая (по Mg-Ca-параметрам, см. рис. 11) диаграмма имеет важное значение для распознавания геолого-промышленных типов оруденения, то независимая от нее геохимическая (по Li-Rb-параметрам, см. рис. 12) диаграмма, имея с предыдущей явную корреляцию, дает информацию о том, какие именно группировки металлов из общего списка Sn, W, Ta, Be, Li, Nb и др. присущи тем или







Уточненная группировка рудных районов (узлов) Южного Забайкалья по типам оруденения и присущие им Mg-Ca- и Li-Rb-трендовые параметры гранитовых серий

| Знаки для карт и схем | Эталонные и вновь выделенные (подчеркнуто) районы или их части (пунктир)  | Трендовые параметры |                         |             |                       |
|-----------------------|---|---------------------|-------------------------|-------------|-----------------------|
|                       |   | $\alpha$ MC         | $\frac{MgO_{ст.}}{CaO}$ | $\alpha$ LR | $\frac{Li_{ст.}}{Rb}$ |
| ▲<br>SnWBePbZn(U)     | Шерловогорский, Адун-Челонский, Соктуйский, Букука-Белухинский, Чикокон-Шибетуйский, Улелей-Жергоконский, Ингода-Ашаглейский, Голготайский <sup>1</sup> | 60-67               | 0,6-2                   | 54-63       | 0,1-0,25              |
| ▲<br>WSnBe            | Крестово-Сенькинский, Шара-Горхонский <sup>1</sup>  | 60-65               | 0,2-0,4                 | 54-58       | 0,1-0,25              |
| ▼<br>SnPbZn (WBe)     | Сохондинский, Былыринский, Харалгинский, Хапчрангинский   | 64-60               | 0,5-1,2                 | 36-44       | 0,2-0,4               |
| ● F (Nb+Ta)           | Тургинский  | ≥ 67                | ≥ 8                     | ≥ 63        | ≤ 0,1                 |
| ■ WSnBe(Ta)           | Саханайский, Асакан-Шумиловский   | 64-67               | 2,5-7                   | 57-61       | 0,25-0,5              |
| ■                     | Олдандинский, Хангилайский, Таптанайский <sup>1</sup> , Верхне-Кыринский <sup>1</sup>   | 57-63               | 2-7                     | 44-48       | 0,4-1                 |
| ◀▶ BeSnW (Ta)         | Халзанский, Дурулгуевский   | 48-54               | 0,3-0,6                 | 48-54       | 0,15-0,4              |
| ◆ SnBeTa (Li)         | Малокулиндинский, Мензинский  | 42-47               | 0,35-0,6                | 39-42       | 0,5-0,9               |
| ◆ LiSnBe (Ta)         | Усть-Ононский, Седловский   | 35-43               | 0,2-0,35                | 35-39       | ≥ 1                   |

Примечание. Прогнозируется оруденение: <sup>1</sup>любое; <sup>2</sup>танталовое (Ta).

Итак, по рассмотрению всех диаграмм (напомним, что они базируются на аналитике «обычных» гранитов на MgO, CaO, Li, Rb) имеем достаточно уверенную картину прогноза и предварительной оценки конкретного оруденения как ретроспективную (для известных, эталонных районов), так и истинную – для вновь намеченных районов: Шара-Горхонского, Верхне-Кыринского, Голготайского. А также новое для него Та-оруденение для Таптанайского района (см. табл. 12). Для суждения о цифрах прогнозируемых ресурсов [39, 116 и др.] нужны дополнительные процедуры, это вне рамок данной работы. Хотя какие-то цифры могут быть получены, исходя из эталонных цифр, внутри подгрупп табл. 12.

Еще более убедительны цифры отношений Listart/Rbstart: 0,43–1,31 против 0,08–0,31. При этом Усть-Ононскому району с его собственно литиевым Завитинским месторождением присущ максимальный показатель – 1,31. В то время как Малокулиндинский район, где сподуменсодержащие пегматиты (участок Подгранитный) занимают небольшое место, и Олдандинский и Хангилайский районы, где Li-слюды Орловки, Этыки и Ачикана, включая метасоматиты в экзоконтакте этих массивов, не являются монополюсными полезными компонентами месторождений, отношения указанных «стартов» не столь велики: 0,43, 0,88 и 0,89 соответственно. И очень важно то, что средние показатели содержаний лития (см. рис. 10) не информативны, ибо к упомянутым лидерам начинают примыкать Асакан-Шумиловский, Саханайский, Шерловогорский и Адун-Челонский районы, явно того не заслуживающие (см. табл. 9).

Таблица 11

Метод определения приблизительных Li- и Rb- трендовых параметров гранитовых серий по корреляции с известными Mg- и Ca- параметрами, на примере серий Таптанайского (ТП) и Улелей-Жергоконского (УЛ) районов

| Этап | Способы определения параметров                                | Параметр, ед. изм. | Значения параметров в гранитовых сериях районов (в т.ч. от-до/среднее) |               |
|------|---|--------------------|--|---------------|
|      |   |                    | ТП   | УЛ            |
| 1    | По табл. 9 и по рис. 12                                       | $\alpha$ MC, град. | 61   | 61            |
| 2    | По рис. 15, исходя из $\alpha$ MC                             | $\alpha$ LR, град. | 42–51 (46)   | 52–56 (54)    |
| 3    | То же   | Li-st., г/т        | 42–54 (48)   | 20–30 (25)    |
| 4    | "   | Rb-st., г/т        | 70–100 (85)  | 130–170 (150) |
| 5    | По наклону прямой между точками «3» и «4»                     | $\alpha$ LR, град. | 44   | 60            |
| 6    | Среднее из «2» и «5»  | $\alpha$ LR, град. | 45   | 56            |
| 7    | Путем проведения прямой под углом «6» между точками «3» и «4» | Li-st., г/т        | 48   | 26            |
| 8    | То же   | Rb-st., г/т        | 87   | 155           |
| 9    | По отнош. «7»/«8»   | Li-st./Rb-st.      | 0,55   | 0,17          |

Примечание: Этапы 6–9 окончательные, 1–5 – предварительные. Графические построения выполняются на логарифмической бумаге в координатах Li (ордината) – Rb (абсцисса). Li.st – точка на пересечении тренда с вертикалью Rb=140 г/т; Rb-st. – на пересечении тренда с горизонталью Li=30 г/т. См. разделы 3.2.1 и 3.2.2.

#### Часть 4. ТЕОРИЯ И ПРАКТИКА КРУПНОМАСШТАБНОГО ПРОГНОЗНОГО РАЙОНИРОВАНИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ

##### 4.1. Принципиальные черты геологического строения гранитоидных районов и положения в них потенциальных рудоносных площадей и участков

В разделе 2 было показано, что объем рудного района совпадает с концентрацией гранитных масс, среди которых значительное место принадлежит возникающим на финале серий рудогенным и (или) рудостимулирующим лейкогранитам или аляскитам (граниты Б). Кроме того (раздел 3), в тех же ареалах могут проявиться еще более поздние малые интрузии редкосолечных-редкометалльных гранитов (В). Как бы ни представлять механизм заполнения геологического пространства гранитоидными магмами, учитывая пластовость слоистых толщ, субгоризонтальный мотив поверхностей стратиграфических несогласий, перепад давлений от больших (внизу) до малых (наверху), морфология гранитоидных плутонов в целом (см. рис. 6) и входящих в их состав отдельных тел чаще всего будет отвечать пластовым, грибообразным и т. п. залежам разной мощности. Наряду, разумеется, с соединяющими наклонными и субвертикальными телами (рис. 16). Надо только иметь в виду, что при переходе от варианта «4» к «3» и «2», особенно к «1» (см. табл. 7), обнаруживается все большее распадение гранитоидных и гранитных тел на особенно большое количество перемежающихся друг с другом залежей, силлов и т. п. (разные геодинамические обстановки, см. выше).

Кристаллизация массивов гранитов Б и В, вначале иногда и направленная сверху вниз внутрь от закаленной (сброс воды и др.) корки, в основном, все-таки происходит снизу вверх, сопровождаясь субсолидусными изменениями гранитов и выделением летучих и рудных компонентов в куполах, апофизах или над (0–3 км и более) верхним контактом гранитов. Если даже принять гипотезу о кристаллизации рудоносных гранитов сверху вниз, то и тогда обогащенные летучими и рудными компонентами, отликвированные и т. п. – остаточные – порции расплавов будут потом стремиться прорваться в купольные части массивов, которые при этом все равно подвергнутся интенсивной грейзенизации, альбитизации и т. п. Так или иначе, именно в связи с куполами, гребнями, апофизами, отходящими от лейкогранит-аляскитовых массивов, будут возникать интенсивные, вверх направленные флюидопотоки, вбирающие в себя рудные компоненты, дренируемые из больших объемов гранитоидных массивов и (или) из вмещающих толщ. Естественно, что упомянутые купола и др., в свою очередь, возникают в ослабленных надынтрузивных зонах вмещающих пород – в догранитных

вулканических и субвулканических жерловинах, штоках, в тектонических срывах, скоплениях дайковых пучков, в сгущениях предплутонических метасоматитов. Малые массивы редкометалльных гранитов также, очевидно, особенно «охотно» будут следовать дайковым пучкам. Промышленные поля редкометалльных пегматитов при этом часто приурочиваются к взброшенным, висячим крыльям картируемых разломов: разрядка напряжений, массовая «всасывающая» трещиноватость [47, 79].

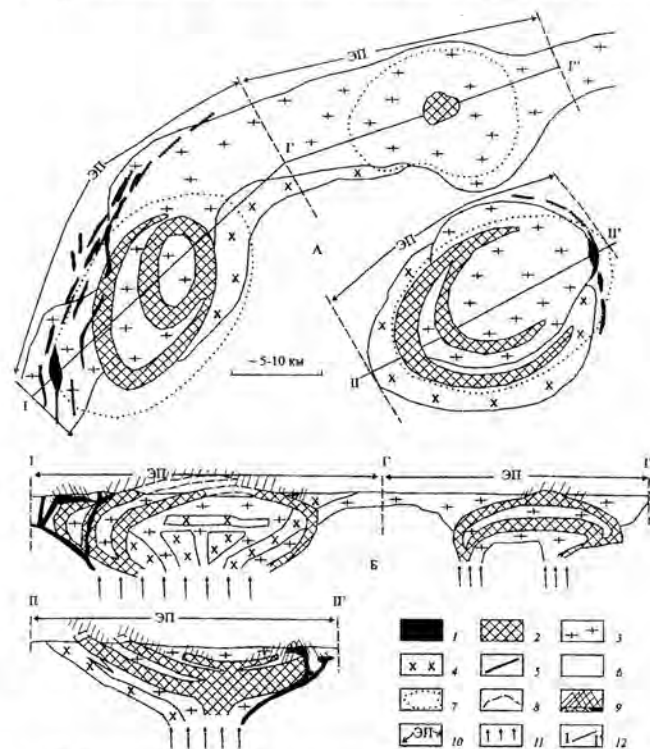


Рис. 16. Типизированные схемы гранитоидных плутонов в плане и в разрезе (вертикальный масштаб преувеличен).

1 – микроклин-альбитовые редкометалльные граниты или гомологичные им редкометалльные пегматиты; 2 – олигоклаз-калишпатовые субредкометалльные лейкограниты и аляскиты; 3 – плагноклишпатовые мезо-, мелано-, реже лейкократовые биотитовые граниты, безрудные; 4 – гранодиориты, граносиениты и т. п.; 5 – разновозрастные порфиоровые и порфиритовые дайки; 6 – вмещающие осадочные, эффузивные и метаморфические породы; 7 – контуры локальных гравитационных минимумов; 8 – эродированные части массивов гранитов «2» и «1»; 9 – верхние интрузивные и надынтрузивные зоны массивов гранитов «2» и «1», потенциально перспективные на редкометалльное оруденение; 10 – элементарные плутоны; 11 – зоны магмофлюидов; 12 – линии разрезов.

Часто устанавливается, что интересующие нас рудные поля располагаются в местах максимальной мощности – по гравиметрии – гранитного плутона [97, 128 и др.]. Однако это правило не универсально [96 и др.].

Итак, любые поля и участки рудной минерализации, образующиеся в связи с гранитами, приурочиваются к специфическим скульптурным осложнениям апикали рудогенных-рудостимулирующих гранитных массивов. И обязательно предваряются и сопровождаются метасоматически измененными породами. Последние, если они не откартированы при штатных съемках, могут быть распознаны с помощью специальных приемов [35 и др.]. Но это, однако, требует массового отбора проб, просмотра большого количества шлифов и значительных аналитических исследований.

Нельзя сомневаться в важности геохимических поисков (в том числе для редкометалльно-щелочногранитового оруденения методом АГСМ), в частности и закартированных (при съемках масштабов 1:200 000–1:50 000) геохимических ореолов. Однако многие из них принадлежат к так называемой «рассеянной минерализации», а не к рудным промышленным объектам.

Таким образом, в любом случае возникает проблема предварительной разбраковки всех выявленных внутри района-узла локальных полей и участков, могущих представлять интерес на рудную минерализацию. Иными словами, нужен необходимый и достаточный метод, с помощью которого можно было бы отличить потенциально промышленные рудные, метасоматические, геохимические и т. п. проявления от заведомо непромышленных. Обоснование такого метода – в следующем разделе.

#### 4.2. О восстановительных условиях промышленного гранитогенного рудообразования

Работами многих исследователей установлено повышение восстановительного потенциала рудообразующих растворов и, в частности, чрезвычайно важная роль именно восстановительного метасоматоза при формировании разнообразного эндогенного оруденения [2, 31, 33, 64, 75, с. 165, 90, 120, 129, 133, 145, 158, 198 и др.].

Теоретически это понятно. В самом деле, рудонесущие пневматолито-гидротермальные системы, насыщенные (по-разному в разных случаях) водой, хлор- и фтор-комплексными соединениями, уголекислотой, другими кислотами, формируя месторождения, «сбрасывают» руду, т. е. неизбежно претерпевают инверсию окислительно-восстановительного режима в сторону главенства восстановительных условий. В ре-

зультате интенсивно – даже из воды и из предельно окисленных соединений углерода [169] – генерируются углеводороды, СО, Н<sub>2</sub>, а также и минералы – самородные элементы. В частности, возникает и самородный углерод – антракосолит. То есть очень часто должны формироваться объемы околорудных метасоматических углеродистых пород.

Таким образом, углеродизация может происходить в разных обстановках: и в эндогенных водород-углеводородных колоннах, что воспринимается естественно; и в эндо-экзогенных водно-углекислых системах, традиционных для «кислого» гидротермально-пневматолитического рудообразования. Плюс к тому углеродистые породы биогенного генезиса – адсорбенты рудной минерализации. Так или иначе, углеродистые породы в виде сплошных толщ, пятнистых участков, слоистых зон и т. п. встречаются в околорудном пространстве разнообразных месторождений, в том числе гранитогенных редкометалльных. Например, на Завитинском сподуменовом (материалы И.И.Курсинова, Л.Г.Кузнецовой), на Этыкинском танталовом (материалы их же и В.Е.Загорского [22]), в Изумрудных Копях (материалы А.А.Беуса, Е.И.Кутуковой, Ф.Ф.Золотухина и др.[19]) и т. д.

Но и там, где столь ярко выраженной «метки» (углеродистое вещество) нет, можно видеть, что метасоматиты кварц-мусковит-серицит-пиритового состава, а также фельдшпатиты, березиты, аргиллизиты, «сероцветные» породы также принадлежат к локальным восстановленным рудно-магматическим системам.

Сказанного достаточно, чтобы утверждать: в результате формирования гранитогенного оруденения, особенно крупных масштабов, в большинстве случаев неизбежен, хотя и локально проявленный (уровень рудных полей или даже участков!), ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫЙ режим. А это означает, что там идут такие химические реакции, в результате протекания которых трехвалентное железо переходит в двухвалентное. То есть магнетит разрушается или не образуется. В частности, что особенно характерно, железо вообще уходит в пирит. Следовательно, магнитная восприимчивость значительных объемов таких толщ (в пределах территорий ранга рудных полей или участков!) должна в той или иной мере падать, что и наблюдается [131].

Такова общая картина. Но и там, где признаки возникновения восстановительных условий не просматриваются, магнетит все-таки при рудогенезе не образуется или разрушается. Так, лишены магнетита малые интрузии, они же месторождения Та-Nb-редкометалльных щелочных гранитов, хотя и располагающиеся, как правило, в ареалах гранитоидов магнетитовых феррофаций: трехвалентное железо уходит в щелочные пироксены и амфиболы. При усилении окислительной обстановки возникает гематит, т. е. вновь возникшие парагенезисы будут опять-таки безмагнетитовыми.

Итак, потенциальные рудные поля гранитогенных месторождений, если только (надо оговориться) они не возникают на месте магнетитовых скарнов, скорее всего должны отличаться решительным преобладанием безмагнетитовых парагенезисов. Следовательно, на картах масштаба не мельче 1:200 000 им должны сопутствовать понижения интенсивности магнитного поля.

#### 4.3. Детализированное магнитное поле – индикатор промышленных рудных площадей в пределах районов

Логико-теоретический вывод предыдущего раздела на практике подтверждается. Покажем это на примерах.

ОРЕКИТКАНСКИЙ рудный район (характеристика которого в основном – по Э.Н.Лишневному [95, 96]) расположен в Северо-Восточном Забайкалье. Он оконтуривается локальным гравитационным минимумом 23x18 км, 300 км<sup>2</sup>. Половину территории занимают выходы двух массивов юрских гранитов. В их числе и рудоматеринские (рудостимулирующие) аляскиты. Судя по штатной геологической карте, на дневной поверхности последние проявлены малыми телами и дайками аплитовидных пород. Выходы их ведущих разновидностей практически не откартированы, так как основной их объем залегает на глубине. Прочие площади района в значительной мере заняты более древними гранитоидами. Они, как и юрские, в основном магнетитовые: для площади района характерны положительные магнитные аномалии, являющиеся составной частью варьирующего знакопеременного поля, характерного для Северо-Восточного Забайкалья как металлогенической провинции молибденового профиля [96].

По гравиметрии (расчеты Э.Н.Лишневного [95]), юрский плутон представляет собой лакколитообразное тело с максимальной вертикальной мощностью до 4 км, с плоской подошвой, крутыми боковыми гранями с уплощенными краевыми частями. Он соответствует теоретической модели (см. рис. 6) и обобщенной конструкции (см. рис. 16).

Ореkitканское штокерковое Мо-месторождение, находящееся в южной части района, локализовано в экзоконтакте массива юрских биотитовых гранитов. Если рассматривать магнитометрическую карту масштаба 1:200 000, то, как отмечает Э.Н.Лишневский [96], близ месторождения наблюдается локальное понижение поля. Очень вероятно, что оно как раз и обязано гидротермальным изменениям рудовмещающих пород. Недаром оно примерно совпадает с одним из показанных на штатной геологической карте того же масштаба литогеохимическому ореолу молибдена. И важно то, что в пределах района подобных площадей – в ранге потенциальных рудных полей – больше нет.

Таким образом, даже если бы мы не знали, что в пределах района молибденовое месторождение есть, мы бы все равно его спрогнозировали – по совпадению площадей понижения магнитного поля с ореолом Мо. В то же время другой такой же ореол, не подтвержденный понижением магнитного поля, очевидно должен быть забракован.

ЖИРЕКЕНСКИЙ рудный район, расположенный там же (также охарактеризован Э.Н.Лишневым [96, рис. 4]), имеет сходные с предыдущим размеры (локальный гравитационный минимум). Жирекенское Мо-месторождение на магнитометрической карте масштаба 1:200 000 приурочено к особенно четкому понижению магнитного поля. И именно здесь, как это видно на штатной геологической карте того же масштаба, сконцентрированы литогеохимические ореолы Мо и Си. Так что это месторождение, как и Ореkitканское, прогнозируется непринужденно.

Из еще нескольких рудопроявлений Мо, известных, судя по упомянутой карте, в пределах района, обращает на себя внимание только то, что расположено на севере; оно тоже приурочено к суперлокальному магнитному минимуму и тоже «обеспечено» литогеохимическими ореолами Мо (и Be). Такое заключение корректирует ранее делавшийся иной прогноз [131, с. 131–133].

КАТУГИНСКИЙ рудный район расположен на севере того же региона. Его очертания соответствуют выделенной Э.Н.Лишневым – вдоль одной из наиболее контрастных гравиметрических ступеней – полосе длиной в несколько десятков километров. В ее юго-западной части он же наметил поперечный «трогообразный» залив нулевой изодинамы магнитного поля, наметивший резкое понижение поля [96, 99]. Это и есть Катугинская Nb-Ta-TR-рудная площадь (редкометалльные щелочные граниты – РЩГ), 15–20x2 км. Катугинское месторождение расположено на ее северо-востоке, а Западное рудопроявление – на юго-западе.

В свое время Катугинское месторождение было обнаружено с помощью АГСМ, причем выявленная тогда аномалия U-Th- природы совпадает по площади с упомянутым выше понижением магнитного поля. Близкая позиция по отношению к магнитному полю зафиксирована при анализе карт масштаба 1:200 000 и для рудных полей других месторождений в РЩГ (также обнаруженных методами АГСМ) Улугтанзекского, Зашихинского, Арысканского [99]. Устанавливается сопряженность и их с магнитными минимумами, «заливами», занимающими поперечное положение относительно генерального простирания магнитных максимумов. Последнее обстоятельство косвенно свидетельствует о более позднем, наложенном характере магнитных минимумов и коррелируется с поздним временем внедрения РЩГ. При этом, учитывая,

что понижения магнитного поля по площади во много раз превышает размер самих массивов РЦГ, надо полагать, что внедрение их магм сопровождается, скорее предваряется [17], более широкими потоками флюидов [87], которые и приводят к разрушению первичного магнетита во вмещающих породах.

Приводившиеся примеры касались рудных полей в районах, приуроченным к территориям молибденового металлогенического профиля [94]. Иными словами, локальные понижения магнитного поля фиксировались на фоне регионального знакопеременного варьирующего, как правило повышенного поля, что оказалось заметным даже на картах масштаба 1:200 000. Но в ряде случаев подобное наблюдается и в рудных районах оловянного металлогенического профиля, т. е. на фоне спокойного пониженного поля [79, 97].

И все же для оловянных районов предпочтительно пользоваться картами более крупного масштаба, начиная с 1:50 000. Покажем это на примере ОЛДАНДИНСКОГО рудного района в Южном Забайкалье. Его геолого-геофизическая характеристика приведена в нескольких работах [22, 97, 98 и др.]. Район – локальный гравитационный минимум имеет размеры в плане 22x14 км, 220 км<sup>2</sup>. Максимальная мощность гранитовых масс до 4 км. На площади района обнажены юрские терригенные породы, прорванные среднеюрскими гранодиоритами (два массива), позднеюрскими биотитовыми и двуслюдяными, реже лейкократовыми, гранитами (тоже два массива) и наиболее юными позднеюрскими редкометалльными амазонит-альбитовыми гранитами, они же Та-Li-месторождения: Этыкинский и Ачиканский массивы. В магнитном поле на карте масштаба 1:200 000 для стандартных кварцевожильно-грейзеновых месторождений устанавливается приуроченность к заведомым магнитным минимумам только Алдакачанского и Арбуйского месторождений. В то время как не менее крупное подобное Антоновогорское месторождение – не приурочено. Редкометалльно-гранитовые месторождения Этыкинского и Ачиканского к локальным понижениям магнитного поля приурочены, но это выглядит не контрастно.

В то же время на карте масштаба 1:50 000 многое проясняется [97]. Так, поле Алдакачанского Sn-W-месторождения оказалось приуроченным к еще более проявленному минимуму высокого порядка. Что, впрочем, понятно, ибо именно на этом месторождении широко проявлены безмагнетитовые березитоподобные грейзены [19]. Знаменательна приуроченность к суперлокальным минимумам также и Северо-Яурского и Сундалинского W-месторождений, на карте масштаба 1:200 000 этого подметить не удалось. К сожалению, в распоряжении Э.Н.Лишневецкого [97] не было детальной карты на площадь Антоновогорского

месторождения, но пример Северо-Яура и Сундалов косвенно свидетельствует о том, что и Антоновогорский объект скорее всего на карте масштаба 1:50 000 проявился бы.

Прежде чем анализировать расположение в магнитном поле на карте масштаба 1:50 000 полей редкометалльно-гранитовых Та-месторождений, обратим внимание на то, что выявленная Э.Н.Лишневецким [97] в восточной части района цепочка экстремумов, протягивающаяся поясом с юго-востока на северо-запад с изгибом в субширотном направлении и затем с поворотом на северо-северо-восток, хорошо совпадает с поясом даек и малых интрузий [22, 98]. И именно к нему приурочены рудные поля Этыкинского и Ачиканского редкометалльно-гранитовых массивов – тоже малых интрузий. При этом хорошо видно, что наиболее значимое, Этыкинское рудное поле приурочено к четкому суперлокальному минимуму магнитного поля, в то время как менее значимое, Ачиканское – к размытому минимуму и к его ответвлению [97]. Разные геохимические ореолы, присутствуя в полях всех перечислявшихся месторождений, наиболее интенсивны именно на Этыке. Иными словами, если бы даже об Этыке не знали, это рудное поле мы бы по совпадению магнитного суперминимума с интенсивными геохимическими ореолами обязательно спрогнозировали.

ТАПТАНАЙСКИЙ рудный район тоже расположен в Южном Забайкалье. Прогноз в его пределах редкометалльного оруденения – исходя из общих геологических данных – проводился ранее [15, 157], а в этой работе независимо прогнозируется по петрогеохимическим трендовым параметрам (см. раздел 3). Здесь мы покажем, как это увязывается с материалами штатной магнито- и металлометрии на картах масштаба 1:200 000.

Район очерчивается овалом локальной гравитационной аномалии с размерами 14x11 км, 80 км<sup>2</sup>. В его пределах распространены слабо метаморфизованные верхнепермские песчано-сланцевые толщи. В центре обнажен Урда-Таптанайский гранитный массив, 2x1,7 км, 3 км<sup>2</sup> (не более 4–5% от площади минимума, а рудогенные аляскиты и того менее). По гравиметрическим данным Ю.А.Зорина, Г.И.Менакера и др. массив этот является выступом с вертикальной протяженностью во многие сотни метров на кровле залегающего на глубине (подошва на 4 км, кровля на 1 км) крупного плутона гранитов. Выступ погружается на восток и юго-восток и туда же простираются выходы роговиков и ореол бериллия. Локальное понижение магнитного поля здесь тоже есть. Но все это применительно к давно известному здесь «стандартному» Be-W-проявлению.

Что же касается танталоносных гранитов, то, как это было показано на материалах Олдандинского и Хангилайского районов [18, 19, 22 и др.], их малые интрузии приурочены к тем частям районов, которые вообще насыщены субвулканическими дайками порфириров и порфириров. В пределах Таптанайского района таковой, меридионального простирания, откартирован вдоль восточного его края. И сюда же продолжается суперлокальный магнитный минимум, могущий служить подтверждением того, что здесь на глубине застыли редкометаллоносные гранитовые расплавы, сопровождавшиеся энергичными флюидопотоками, произведшими восстановительный метасоматоз вмещающих толщ. Косвенным подтверждением сказанному видятся дайки откартированных здесь «пегматитов»: они, судя по всему, являются перекристаллизованными альбит-порфирами, т. е. прямыми предвестниками ассоциации раскристаллизованных редкометалловых гранитов [19 и др.]. Тем более, что здесь прослежены и шлиховые ореолы тантало-ниобатов [15].

Таким образом, теоретические соображения (раздел 4.2) и подтверждавшие их реальности (4.3) свидетельствуют о том, что в пределах уже оконтуренных реальных и потенциальных гранитогенных рудных районов рудные поля, занимающие не более 10–25% от суммарной площади района, как правило, если они не приурочены к ранее образованным магнетитовым скарнам, на картах масштаба 1:200 000 и крупнее фиксируются весьма локальными понижениями и даже минимумами магнитного поля. Хотя этот признак приоритетен, он, конечно, обязан быть подкреплен присутствием здесь же перспективных гранитных геологических конструкций (см. раздел 4.1) и, что важно, литогеохимическими и шлиховыми ореолами. Ореолы могут быть как будто прямо и не свидетельствующими об искомом оруденении, но – при интенсивном проявлении – могут сигнализировать об энергичном ходе эндогенных, в том числе рудообразующих процессах вообще.

Иными словами, если потенциальный рудный район уже оконтурен (раздел 2) и предварительно оценен (раздел 3), возможно и необходимо еще до полевых работ выделять и оконтуривать в его пределах потенциальные рудные поля и даже участки возможных месторождений – по штатным картам аномального магнитного поля масштаба 1:200 000, лучше крупнее (естественно, с учетом всей доступной геолого-геофизической и геохимической информации).

Конечно, совсем формально подходить к прогнозным возможностям крупномасштабной магнитометрии только в указанном аспекте нельзя. О магнетитовых скарнах уже упоминалось. Например, в ряде случаев по периферии рудоносных, в том числе оловоносных, гранитных массивов, на фоне спокойного пониженного магнитного поля в масштабе 1:50 000 и крупнее обнаруживаются локальные положитель-

ные аномалии, связанные с ороговикованием вмещающих толщ и (или) ксенолитов [4, 205 и др.]. Или, например, на ранних стадиях грейзенизации или при альбитизации могут возникнуть все же весьма локальные скопления вторичного магнетита или «намагниченного» гематита [113, 129 и др.], в той или иной степени осложняющие, но не отменяющие отстояваемую нами закономерность. Интересно, что образующиеся в Морайонах, т. е. на площадях знакопеременного варьирующего регионального магнитного поля, скопления касситерита – судя по данным детализаций карты – иногда приурочиваются к небольшим куполам мусковитизированных гранитов, которые сами по себе не магнитны, но, как правило, окружены магнитными максимумами за счет контактового метаморфизма. Отсюда и приуроченность некоторых шлиховых ореолов касситерита к суперлокальным магнитным максимумам.

Выявление внутри потенциальных рудных полей участков возможных месторождений проводится исходя из тех же принципов и по той же методике, что и оконтуривание рудных полей. Но все это – на более детальных картах и с нацелом на то, что перечислявшиеся положительные признаки проявлены особенно резко и интенсивно.

## Заключение

1. В качестве логико-теоретической основы мелкомасштабного районирования областей гранитоидного плутонизма, имеющего цель выделить и оконтурить металлогенические провинции, пояса (десятки-сотни тысяч квадратных километров) и отдельные зоны (до 10–15 тыс. км<sup>2</sup>), предложена ранее выдвинутая [13], но подробно только в этой книге обоснованная концепция, вытекающая из ряда кристаллохимических моделей. Согласно ей совокупность более 50 характерных (но без кварца, полевых шпатов, слюд, амфиболов) гранитогенных породообразующих, аксессуарных, жильных и рудных минералов – кислородных соединений – по характеру их возникновения из возможных (в расплавах и растворах) предкристаллизационных сиботаксисов подразделяется на три группы.

В первую входят соединения, возникшие в региональных условиях относительно повышенной щелочности (соответственно – высокой окисленности) из сиботаксисов, отвечающих компонентам солей гипотетических (иногда реально подтвержденных) кислот типа, например,  $H_2[Fe_2O_4]$ ,  $H[FeSi_2O_6]$  и др. (главная роль здесь принадлежит полимеризующимся комплексным анионным радикалам). Таковы магнетит, существенно ниобиевые тантало-ниобаты, а также истинные и «скрытые» ферри-, цирконо-, берилло-, титано-силикаты, например эгирин, эльпидит, гентгельвин, берtrandит и др.

Вторая группа включает соединения, возникшие в региональных условиях относительно пониженной щелочности (соответственно – низкой окисленности) из сиботаксисов, отвечающих компонентам оксидов (в том числе сложных), боро- и алюмосиликатов. Таковы касситерит, ильменит, существенно танталовые тантало-ниобаты, сподумен, кордиерит, турмалин и др.

К третьей группе относятся минералы, могущие возникать из сиботаксисов как первой, так и второй групп, т. е. входящие в обе охарактеризованные. Таковы, например, вольфрамит (вольфрамат или W-оксид в сиботаксисах) и берилл (бериллосиликат или силикат Be).

Рассмотрение вариантов кристаллической структуры и возможностей ее формирования у важнейших аксессуарных и рудных гранито-генных *сульфидов* (8 минералов) и *фторидов* (4 минерала) позволило установить их тяготение или тенденцию к таковой также к первой и второй группам минералов – кислородных соединений. Молибденит, в частности, оказался минералом первой, а станнин – второй группы.

Ввиду того, что маркером первой группы выступает магнетит – общепризнанный показатель окисленных региональных рудно-магматических геосистем; и он же – единственный минерал, обуславливающий реальную намагниченность горных пород; а в другой группе он отсутствует (восстановленные геосистемы), неизбежен вывод: при обзорном и мелкомасштабном металлогеническом районировании областей гранитоидного магматизма в качестве первоочередного подхода необходимо проведение специализированного районирования аномального магнитного поля на основе мелкомасштабных карт (1:10 000 000–1:2 500 000).

Независимо от теоретических построений, а по времени – раньше ее, соответствующая методология на основе эмпирических данных была разработана и апробирована Э.Н.Лишневым [94, 96, 98–100]. Она предусматривает такую трансформацию мелкомасштабных магнитометрических карт, которая приводит к выделению и оконтуриванию полей двух типов: «высокомагнитного» – знакопеременного варьирующего или, альтернативно, «низкомагнитного» – спокойного пониженного, характеризующих верхнюю часть консолидированной земной коры до глубины 10–15 км [98, с. 17–28].

Анализ распределения по указанным типам магнитных полей многих сотен месторождений в странах СНГ, в Канаде, в Японии, в Западной и Центральной Европе действительно выявил образование скопленных минералов первой группы на площадях со знакопеременным варьирующим полем, что соответствует ареалам гранитоидов магнетитовой феррофации, т. е. эндогенным окисленным рудно-магматическим геосистемам. А минералов второй группы – на площадях со спокойным пониженным магнитным полем, что соответствует ареалам гранитоидов ильменитовой феррофации, т. е. восстановленным системам [94, 100].

Иными словами, статистически показано, что в пределах первых возможны месторождения Mo (в том числе Cu+Mo, U+Mo, W+Mo), W, Be, Nb+Ta, Zr, TR, Y и (что важно) *запрещены* крупномасштабные месторождения Sn, Ta, Li, Cs. Это «молибденовые» провинции. В пределах же вторых возможны месторождения Sn (Sn+W, Sn+Cu, Sn+Pb+Zn), W, Be, Ta, Li, Cs, но *запрещены* крупномасштабные месторождения Mo, Nb, TR, Y, Zr и др. Это «оловянные» провинции.

Следовательно, после определения глобальных тектоно-металлогенических единиц [1 и др.] региональная гранитогенная металлогения должна базироваться не столько на тектонике, сколько на магнитометрии [96, 119 и др.].

2. Логико-теоретической основой среднемасштабного металлогенического районирования, имеющего цель выявить и оконтурить (в пределах уже намеченной провинции или зоны) потенциальные рудные районы (узлы) площадью в сотни, реже в тысячи км<sup>2</sup>, является концепция о том, что подобные районы формируются, во-первых, в достаточно лейкократовых – салических – блоках земной коры, отличающихся относительно низкой плотностью. И, во-вторых, соответствуют скоплениям в пределах таких блоков низкоплотностных гранитных масс, среди которых значительное место занимают рудоносные (рудостимулирующие) лейкократовые, т. е. минимально плотные граниты. Отсюда вывод о необходимости применения среднемасштабных гравиметрических карт (1:1 000 000–1:200 000).

Соответствующая методология создавалась неотрывно от ее логико-теоретических основ, проверяясь на эмпирическом материале [58–60, 93, 96–99, 128 и др.]. Упомянутые салические геоблоки, как выяснилось, объективно выделяются и оконтуриваются при районировании остаточного гравитационного поля так называемыми зональными минимумами силы тяжести. Именно такие геоблоки, даже если они с поверхности недостаточно обнажены, в объеме сложены породами умеренно кислого состава и пониженной плотности (2,65–2,70 г/см<sup>3</sup>). Что же касается рудостимулирующих лейкогранитов, совместные с нормальными гранитами плутоны которых занимают часть объема салических блоков и определяют свои проекции на земную поверхность контуры рудных районов, то они выделяются и оконтуриваются остаточными *локальными* минимумами силы тяжести (а их собственно лейкогранитовые составляющие – иногда экстремальными участками таких минимумов).

Детализацией охарактеризованной картины выступают поясовые рудные районы, характерные для щелочногранитового редкометалльного (Nb, Nb+Ta, Zr, TR, Y и др.) оруденения [99]. Они располагаются вдоль наиболее контрастных частей гравитационных ступеней, разде-

ляющих салические и мафические геоблоки, т. е. там, где смыкаются локальные гравитационные минимумы и максимумы.

3. Логико-теоретической основой предварительной оценки (уже оконтурированных) потенциальных рудных районов является отнесение каждого из них к одной из ячеек теоретической табл. 6 или скорректированной табл. 7. Иными словами, каждый из предварительно оцениваемых районов должен иметь один из восьми индексов: от наиболее «оловянного» высокоизвестковистого стресс-гранитоидного с типично «оловянной» металлогенией (1.1) до наиболее «мантийного» высокощелочного рифт-гранитоидного с типично «молибденовой» металлогенией (4. 2). То есть характеризоваться определенным набором возможных и запрещенных промышленных полезных компонентов.

Исходя из сказанного, естественно положение о том, что количественная мера той или иной известковистости-щелочности обязательно должна отразиться на особенностях расположения и на видах траекторий некоторых петро- и геохимических диаграмм и (или) на цифрах аддитивных или мультипликативных коэффициентов [32, 34, 35, 65, 70–73, 196 и др.]. В данной работе подробно (по сравнению с публикациями [14, 21]) методологически обоснована и технологически апробирована процедура составления взаимосвязанных между собою MgO-CaO и Li-Rb- диаграмм двух поколений и использования их для конкретизации в оценке гранитоидных районов (узлов) на оруденение Sn, W, Li, Ta, Ta + Nb, Be (напомним: речь идет об использовании аналитических данных любых лет исполнения по пробам только обычных, крупно- и среднезернистых гранитов).

4. Логико-теоретической основой крупномасштабного прогнозно-металлогенического районирования, имеющего целью выделить и оконтурить потенциальные рудные поля и участки размерами от единиц до первых десятков квадратных километров (в пределах уже оконтурированных и предварительно оцененных рудных районов), является положение о том, что в конкретном месте рудоотложение сопровождается более широко проявленным облаком флюидов и гидротерм. Поэтому неизбежно появление колонны метасоматически измененных пород. При этом метасоматоз, как правило, *восстановительный*: из-за того, что глубинный флюид чаще всего вообще отличается восстановленностью, а кислый флюид при сбросе рудного вещества испытывает инверсию кислотно-основного режима (см. раздел 4. 2). В итоге, на локальных площадях, отвечающих рангу рудного поля (на глубину до первых км) и, тем более, участка месторождения, трехвалентное железо переходит в двухвалентное. То есть магнетит исчезает, чаще всего возникает масса пирита [31, 113, 129 и мн. др.] (и только если оруденение наложено на магнетитовые скарны, необходимы коррективы).

Но даже если оговоренного выше метасоматоза нет и магнетит вначале сохранился, он даже при усилении окислительного режима перейдет в гематит. В случае литий-фтористого редкометалльного рудогенеза количество железа в системе ничтожно, и говорить о магнетите не приходится. Богатые железом редкометалльные щелочные граниты характерны тем, что трехвалентное железо у них и у вмещающих толщ «запрессовано» в темноцветные минералы, а не в магнетит.

Из всего сказанного следует, что уменьшение содержания или не возникновение, или исчезновение магнетита – в гидротермально-метасоматических ореолах вокруг интересующих нас месторождений неминуемо. И это обязательно должно отражаться в возникновении суперлокальных отрицательных аномалий магнитного поля. Иными словами, вновь, но уже в крупном масштабе (1:200 000–1:50 000–1:25 000), надо обращаться к магнитометрическим данным.

Независимо от теоретических построений, а по времени – раньше их, совпадение площадей рудных полей Мо-месторождений с локальными, высоких порядков, магнитными минимумами было показано на базе карт масштаба 1:50 000 [68, 137]. Однако Э.Н.Лишневному удалось установить, что и на картах масштаба 1:200 000 во многих случаях не только молибденовые, но и многие редкометалльные месторождения (и даже оловянные) располагаются в понижениях аномального магнитного поля, часто в суперлокальных минимумах. А на картах масштаба 1:50 000 этот эффект неизмеримо усиливается [79, 95, 96, 99]. Использование стандартных карт масштаба 1:200 000 при прогнозе (в пределах района-узла) еще не открытых месторождений особенно важно, так как не требует дополнительных затрат на проведение крупномасштабных магнитометрических съемок.

5. Предлагаемая процедура кабинетного анализа материалов, имеющая межстадийный и потому – противозатратный характер, базируется на теоретически обоснованном и системном («на данном этапе необходимо и достаточно») учете уже имеющихся кондиционных и субкондиционных геологических и геофизических карт и результатов силикатных и иных анализов гранитов, составленных и выполненных в предыдущие годы на большие средства советских и российских налогоплательщиков, которые вправе ожидать, что эти средства не заморожены, что упоминавшиеся материалы новыми поколениями исследователей не игнорируются, т. е. потраченные когда-то денежные, энергетические, интеллектуальные ресурсы приносят ощутимые результаты.



## Литература

1. *Абрамович И.И., Клушин И.Г.* Геодинамика и металлогения складчатых областей. – Л.: Недра, 1978, 247 с.
2. *Ананьев С.А., Ананьева Т.А.* Восстановительный метасоматоз в гидротермальном процессе. // Изв. ВУЗ. Геол. и разведка. 1990, No. 10, с. 54–59.
3. *Антипин В.С.* Геохимическая эволюция известково-щелочного и субщелочного магматизма. – Новосибирск: Наука, 1992, 223 с.
4. *Аристов В.В., Ляхов Л.Л., Соловьев Г.А. и др.* Комплексные геолого-геофизические исследования рудных районов. – М.: Недра, 1969, 175 с.
5. *Баддингтон А.* Формирование гранитных тел. – М.: ИЛ, 1963, 107 с.
6. *Барсуков В.Л., Бакулин Ю.И., Левашов Г.Б. и др.* Петрохимические особенности магматических пород районов развития оловянного оруденения различной продуктивности. // Глубинн. усл. рудообраз. – М.: Наука, 1986, с. 234–247.
7. *Бацанов С.С.* Электроотрицательность элементов и химическая связь. – Новосибирск: Изд-во АН СССР, 1962, 196 с.
8. *Белов Н.В.* Основной магматический процесс в свете кристаллохимии. // Химия земной коры. Том 1. – М.: Изд. АН СССР, 1963, с. 13–19.
9. *Белов Н.В.* Структурный анализ силикатов и их кристаллохимия в СССР. // Пробл. кристаллохимии минералов и эндогенн. минералообразов. – Л.: Наука, 1967, с. 15–28.
10. *Бернс Р.Д., Файф С.* Факторы, влияющие на коэффициенты распределения в минералообразующих процессах. // Пробл. геохимии. – М.: Наука, 1965, с. 35–46.
11. *Берт Д.М.* Связь между оруденением литофильных элементов и кислым магматизмом в западных районах США. // 27 Междунар. геол. конгр., Москва, 4–14 авг., 1984. Докл. Т. 9. Секц. С. 09. Петрол. – М.: Наука, 1984, с. 15–20.
12. *Бескин С.М.* Основные типы потенциально редкометалльных гранитовых формаций Мира. // Типизация структур и магм. формаций при металлог. районировании. – М.: ИМГРЭ, 1975, с. 19–39.
13. *Бескин С.М.* О касситерито- и молибденитофильных минералах гранитоидных массивов и их месторождений. // ЗВМО. 1993. No. 1, с. 153–158.
14. *Бескин С.М.* О взаимоотношении магний-кальциевых и литий-рубидиевых параметров гранитовых серий в оловорудных районах с различной редкометалльной металлогенией (на примере Восточного Забайкалья). // Геол. и геофиз. 1994. No. 11, с. 82–93.

15. *Бескин С.М., Лишневский Э.Н.* Оконтуривание и оценка перспективных редкометалльных зон и узлов по геолого-геофизическим данным (на примере прогноза танталового оруденения в редкометалльных гранитах). // Крупномасштабн. прогнозир. эндогенн. редкомет. месторождений и их оценка. – М.: ИМГРЭ, 1983, с. 45–54.

16. *Бескин С.М., Марин Ю.Б.* Типы редкометалльных месторождений гранитовых формаций. // ЗВМО, 1973. No 3, с. 306–319.

17. *Бескин С.М., Марин Ю.Б.* О полигенности редкометалльной минерализации в гранитовых рудномагматических системах. // ЗВМО, 1998. No. 2, с. 41–54.

18. *Бескин С.М., Гребенников А.М., Матиас В.В.* Хангилайский гранитный плутон и связанное с ним Орловское месторождение тантала в Забайкалье. // Петрология, 1994. No. 1, с. 68–87.

19. *Бескин С.М., Ларин В.Н., Марин Ю.Б.* Редкометалльные гранитовые формации. – Л.: Недра, 1979, 280 с.

20. *Бескин С.М., Марин Ю.Б., Матиас В.В., Гаврилова С.П.* Так что же такое редкометалльный гранит? // ЗВМО, 1999. No. 6, с. 28–40.

21. *Бескин С.М., Жабин А.Г., Кудрявцев Ю.К., Филатов Е.И.* Использование петрохимических и геохимических особенностей гранитоидных формаций при прогнозе редкометалльного оруденения. // Отеч. геол., 1996. No. 7, с. 39–48.

22. *Бескин С.М., Загорский В.Е., Кузнецова Л.Г. и др.* Этыкинское редкометалльное рудное поле в Восточном Забайкалье (Восточная Сибирь). // Геол. рудн. месторожд., 1994. No. 4, с. 310–325.

23. *Бетехтин А. Г.* Курс минералогии. – М.: ГГТИ, 1961, 536 с.

24. *Беус А.А.* Геохимия литосферы. – М.: Недра, 1981, 336 с.

25. *Беус А.А., Северов Э.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д.* Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). – М.: Изд-во АН СССР, 1962, 275 с.

26. *Беус В.А.* Дорифейские гранитоиды Приколымского поднятия. // Отеч. геол., 1993. No. 10, с. 62–68.

27. *Биндеман И.Н., Дубик Ф.Ю.* Высококремнекислый остаточный расплав как результат флюидно-магматической дифференциации (на примере экструзивных дацитов вулкана Менделеева). // ДАН СССР, 1990. Т. 312. No. 3, с. 702–706.

28. *Богатиков О.А., Косарева Л.В., Шарков Е.В.* Средние химические составы магматических горных пород. Справочник. – М.: Недра, 1987, 152 с.

29. *Богатиков О.А., Наумов В.Б., Коваленко В.И.* Потенциальная рудоносность кислых магматических пород. // 27 Междунар. геол. конгр. Москва, 4–14 авг., 1984. Докл. Т. 9. Секц. С. 09. Петрол. – М.: Наука, 1984, с. 94–103.

30. *Богина М.М.* Петрология плиоценовых гранитоидов коллизонного типа Большого Кавказа. Автореф. канд. дисс. – М.: ИГЕМ РАН, 1994, 20 с.
31. *Боголепов В.Г.* Классификация продуктов замещения, формировавшихся в различных термодинамических условиях. // ЗВМО, 1994, No. 2, с. 107–124.
32. *Бондаренко В.Н.* Количественные методы определения металлогенической направленности петрогенетических процессов. // Сов. геол., 1980, No. 12, с. 100–108.
33. *Борисов А.А., Жаркова Е.В., Кадик А.А.* Флюиды и окислительно-восстановительные реакции в магматических системах. – М.: Наука, 1991, 256 с.
34. *Бородин Л.С.* Петрохимия магматических серий. – М.: Наука, 1987, 241 с.
35. *Бузкова Н.Г.* Изучение редкометалльных гранитоидов и геологические методы поисков связанных с ними месторождений. – Л.: Недра, 1986, 144 с.
36. *Бычкова А.М., Полосин А.В., Сендеров Э.Э.* О вхождении  $Fe^{3+}$  в структуру метастабильной слоистой разновидности кремнезема. // Геохимия, 1987, No. 12, с. 1799–1802.
37. *Велинский В.В.* Закон тождества и гомологические ряды в минералогии. // Минералогия и петрохимия интруз. комплексов Сибири. – Новосибирск: Наука, 1982, с. 3–16.
38. *Вернадский В.И.* Очерки геохимии. – М.-Л.: ОНТИ НКТП, 1934, 380 с.
39. *Виноградов А.С., Канищев А.Д.* Статистический анализ эндогенного оруденения с глубинными разломами в Центральном и Восточном Забайкалье. // Геол. и геофиз., 1979, No. 7, с. 55–62.
40. *Владимиров А.Г., Выставной С.А., Титов А.В. и др.* Петрология раннемезозойских редкометалльных гранитов юга Горного Алтая. // Геол. и геофиз., 1998, No. 7, с. 901–916.
41. *Владимиров А.Г., Каргополов С.А., Руднев С.Н.* Два типа син-метаморфических гранитов в коллизонных обстановках. // ДАН, 1996, Т. 348, No. 1, с. 85–88.
42. *Власов Г.М., Мишина Л.Ф.* Геотектоническая теория и магма-тогенные рудные системы. – М.: Наука, 1992, 230 с.
43. *Волошин А.В.* Тантало-ниобаты: систематика, кристаллохимия и эволюция минералообразования в гранитных пегматитах. – СПб.: Наука, 1993, 298 с.
44. *Гавриленко В.В., Гончаров Г.Н., Леонова Е.М., Сухаржевский С.М.* Исследование валентных состояний железа и лантаноидов в рудоносных образованиях касситерит-силикатных месторождений Комсомольского рудного района. // Геохимия, 1986, No. 8, с. 1129–1135.
45. *Гинзбург А.И.* Проблемы редкометалльных гранитов. // Редкомет. граниты и пробл. магматич. дифференциации. – М.: Недра, 1972, с. 7–27.
46. *Гинзбург А.И., Заболотная Н.П., Курпьянова И.И. и др.* Берtrandит-фенакитовые месторождения – новый тип бериллиевого сырья. – М.: Недра, 1965, 171 с.
47. *Гинзбург А.И., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г.* Основы геологии гранитных пегматитов. – М.: Недра, 1979, 296 с.
48. *Глубинное строение и геодинамика литосферы.* – Л.: Недра, 1983, 286 с.
49. *Говоров И.Н.* Фации гранитоидов и редкометальное оруденение. // Минер. фации гранитоидов и их рудоносность. – М.: Наука, 1966, с. 34–39.
50. *Годовиков А.А.* Кислотно-основные свойства катионов; кристаллохимическая трактовка амфотерности. // Нов. данные о минералах. – М.: Наука, 1988, No. 35, с. 47–78.
51. *Грабежьев А.И.* Геохимические критерии специализации редкометально рудоносных гранитных массивов. // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, No. 3, с. 27–38.
52. *Граменицкий Е.Р., Щекина Т.И., Романенко И.М.* Природа специализации гранитов на вольфрам в свете экспериментальных данных. // ДАН, 1995, Т. 340, No. 6, с. 801–804.
53. *Гребенников А.М.* Вольфрамоносные, танталоносные и ниобий-фтороносные типы гранитоидов и сопровождающие их продуктивные формации на примере Забайкалья. // Минералогия и геохимия вольфрам. месторожд. – Л.: ЛГУ, 1971, с. 51–59.
54. *Гуляева Т.Я.* Оловосодержащий андрадит Белогорского месторождения (Приморье). // Тихоокеан. геол., 1982, No. 5, с. 110–113.
55. *Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Д.* Породообразующие минералы. Т. II. – М.: Мир, 1965, 371 с.
56. *Дубровский М.И.* Гранитные системы и граниты. – Л.: Наука, 1984, 352 с.
57. *Дурасова Н.А., Барсуков В.Л., Рябчиков И.Д.* Поведение олова при дифференциации магматических расплавов. // Соврем. пробл. теор. и прикл. геохимии. – Новосибирск: Наука, 1987, с. 133–137.
58. *Духовский А.А.* Использование геофизических методов при геологической съемке интрузивных образований. // Методич. указ. по геол. съемке м-ба 1:50 000. Вып. 7. – Л.: Недра, 1970, с. 67–70.
59. *Духовский А.А.* О закономерностях размещения редкометалльных гранитных интрузий Центрального Казахстана по геофизическим данным. // Геофизич. методы при тектонич. и прогнозно-металлогенич. районировании рудн. районов СССР. – Л.: Недра, 1971, с. 23–31.

60. Духовский А.А. Геофизическая характеристика грейзеновых месторождений. // Геол. рудн. месторожд., 1980. No. 5, с. 18–27.
61. Жариков В.А. Проблемы гранитообразования. // Вестн. МГУ. Отд. геол., 1987. No. 6, с. 3–14.
62. Жариков В.А., Эпельбаум М.Б., Боголепов М.В. Экспериментальное исследование возможности гранитизации под воздействием глубинного флюида. // ДАН СССР. 1990. Т. 311. No. 2, с. 462–465.
63. Зуев В.В. Конституция и свойства минералов. – Л.: Наука, 1990, 279 с.
64. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Метасоматиты восстановительного ряда, их связь с магматизмом и метаморфизмом. // Метасоматиты докембрия и их рудоносность. – М.: Наука, 1989, с. 191–196.
65. Изох Э.П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. – М.: Недра, 1978, 136 с.
66. Изох Э.П., Зотов И.А., Пономарева А.П. О соотношении коровых субстратных и интерателлурических факторов при формировании высокоглиноземистых гранитоидов. // Гранитоиды – индикаторы глуб. строен. земн. коры. – Новосибирск: Наука, 1985, с. 5–14.
67. Классификация и номенклатура магматических горных пород. – М.: Недра, 1981, 159 с.
68. Кличников В.А., Беневоленский В.А. Штокверковые вольфрам-молибденовые месторождения в Центральном Казахстане. // Геофизич. поиски рудн. месторождений. – Алма-Ата: Наука, 1970, с. 511–525.
69. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитов. – Новосибирск: Наука, 1977, 205 с.
70. Козлов В.Д. Геохимические вопросы формирования и дифференциации рудоносных гранитных систем. // Пробл. геохимии эндогенн. процессов. – Новосибирск: Наука, 1977, с. 40–51.
71. Козлов В.Д. Система геолого-геохимической оценки редкометальной рудоносности гранитных интрузий. // 27 Междунар. геол. конгр. Москва, 4–14 авг., 1984. Тез. Т. 4. Секц. 08–09. – М.: Недра, 1984, с. 359–360.
72. Козлов В.Д., Свядковская Л.Н. Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитоидов Центрального Забайкалья. – Новосибирск: Наука, 1977, 270 с.
73. Козлов В.Д., Шеремет Е.М., Яновский В.М. Петролого-геохимические различия и вопросы генезиса внегеосинклинальных мезозойских гранитоидов олово-вольфрамового и золото-молибденового поясов Забайкалья. // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975. No. 4, с. 45–64.
74. Коржинский Д.С. Зависимость содержания редких элементов в магматических породах от их щелочности. // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980. No. 4, с. 145–147.
75. Коржинский Д.С. Избранные труды. Кислотно-основное взаимодействие в минералообразующих системах. – М.: Наука, 1994, 223 с.
76. Кравченко Н.С., Бурде Б.И. Петрохимические и геохимические особенности главных типов магматических пород Приамурья. // Тихоокеан. геол., 1994. No. 1, с. 82–93.
77. Кравченко С.М. Исследование процессов дифференциации базитовых и производных магм. // Методич. аспекты изуч. редкометалльн. месторождений. – М.: Наука, 1981, с. 53–62.
78. Кренделев Ф.П., Миронов А.Г., Гофман А.М., Цыденов А.Б. Тантал-ниобиевая минерализация в редкометалльно-флюоритовой провинции. // ДАН СССР, 1977. Т. 232. No. 2, с. 459–462.
79. Критерии прогноза и оценки литиеворудных сподуменовых пегматитовых районов и полей. – М.: ИМГРЭ, 1990, 82 с.
80. Кузнецова С.Я., Кригман Л.Д. Растворимость серы в силикатных расплавах – моделях природных магм. // Геохимия, 1978. No. 2, с. 238–247.
81. Кузьменко М.В. Геохимия тантала и генезис эндогенных танталовых месторождений. – М.: Наука, 1978, 214 с.
82. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. – Новосибирск: Наука, 1985, 199 с.
83. Куклей Л.Н. Тектонические структуры гранитизации (на примере Западного Прибайкалья). – М.: ИФЗ, 1988, 215 с.
84. Куликова В.В., Куликов В.С., Ефремова С.В. и др. Петрохимические серии магматических пород. – Петрозаводск: Кар. НИЦ РАН, 2001, 115 с.
85. Ларин В.Н. К вопросу о механизме отделения рудоносных растворов от гранитных интрузий малых глубин. // Геол. рудн. месторожд., 1969. No. 6, с. 44–51.
86. Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. – М.: Недра, 1980, 216 с.
87. Леонтьев А.Н. Гранитоидный магматизм и вопросы геодинамики. – М.: Наука, 1982, 200 с.
88. Летников Ф.А. Гранитоиды глыбовых областей. – М.: Наука, 1975, 214 с.
89. Летников Ф.А. Зрелость литосферных блоков и проблемы эндогенного рудообразования. // Глубинн. условия эндогенн. рудообразов. – М.: Наука, 1986, с. 16–24.
90. Летников Ф.А., Леонтьев А.Н., Гантимунова Т.П. Флюидный режим гранитообразования. – Новосибирск: Наука, 1981, 184 с.
91. Литвиновский Б.А. О глубине зарождения кислых магм на этапах активизации подвижных поясов. // Геол. и геофиз., 1989. No. 6, с. 45–53.

92. *Лишевский Э.Н.* Об активной роли гранитных интрузий в процессе горообразования. // Геотектоника, 1965. No. 3, с. 77–84.
93. *Лишевский Э.Н.* Стереометаллогеническое районирование и прогнозирование на основе геофизических данных. // Методич. аспекты изуч. редкометалльн. месторожд. – М.: Наука, 1981, с. 25–36.
94. *Лишевский Э.Н.* Магнитное поле как индикатор провинций оловорудного и молибденового профиля. // ДАН СССР, 1982. Т. 266. No. 2, с. 429–432.
95. *Лишевский Э.Н.* Модель объемного строения Ореkitканского рудного района. // Геол. рудн. месторожд., 1988. No. 5, с. 11–19.
96. *Лишевский Э.Н.* Геолого-геофизическая характеристика олово- и молибденоносных рудообразующих систем. // Геол. рудн. месторожд., 1991. No. 5, с. 55–68.
97. *Лишевский Э.Н.* Особенности отображения танталоносных редкометалльных гранитов в гравитационных и магнитных полях. // ДАН, 1996. Т. 349, No. 2, с. 229–233.
98. *Лишевский Э.Н., Бескин С.М.* Объемное строение и пространственное положение оловорудных и редкометалльных районов. // Глубинн. условия эндогенн. рудообразования. – М.: Наука, 1986, с. 60–75.
99. *Лишевский Э.Н., Бескин С.М.* Структурно-геологическая позиция редкометалльных и редкоземельных месторождений щелочногранитового типа по геофизическим данным. // Геол. рудн. месторожд. 1993. No. 6, с. 481–492.
100. *Лишевский Э.Н., Бескин С.М.* Аномальное магнитное поле как фактор металлогенического районирования территорий с гранитогенным оруденением. // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1994. Вып. 5, с. 103–115.
101. *Лопатина Н.Л., Смуrow А.А.* Экспериментальные данные о подвижности золь сульфидов свинца, меди и железа в гидротермальных условиях. // Экспер. иссл. в области глубинн. процессов. – М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 104–116.
102. *Лутков Р.И., Бондаренко В.Н.* Математические модели зависимости геологических объектов. – М.: Наука, 1989, 120 с.
103. *Львов Б.К.* Оценка потенциальной рудоносности полиформационных гранитоидных комплексов по петрохимическим данным. // Петрохимия, генезис и рудоносность магматическ. формаций Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985, с. 226–232.
104. *Львов Б.К.* Формационная система гранитоидных ассоциаций как основа их металлогенического анализа. // Отеч. геол., 1995. No. 5, с. 43–49.
105. *Ляхович В.В.* Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. – М.: Наука, 1967, 448 с.

106. *Ляхович В.В.* Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. – М.: Недра, 1972, 199 с.
107. *Ляхович В.В.* О биотите как индикаторе рудоносности гранитоидов. // Геол. рудн. месторожд., 1973. No. 1, с. 41–50.
108. *Маракушев А.А.* Петрогенезис и рудообразование. – М.: Наука, 1979, 260 с.
109. *Маракушев А.А.* Проблема рудоносности гранитов. // Геол. рудн. месторожд., 1984. No. 5, с. 3–15.
110. *Маракушев А.А., Перчук Л.Л.* Некоторые итоги физико-химического анализа парагенезисов минералов. // Геохимия. Минералогия. Петрография. Итоги науки. – М.: ВИНТИ, 1966, с. 25–40.
111. *Маракушев А.А., Граменицкий Е.Н., Коротаев М.Ю.* Петрологическая модель эндогенного рудообразования. // Геол. рудн. месторожд., 1988. No. 1, с. 3–20.
112. *Марин Ю.Б.* Ассоциации акцессорных минералов и особенности их эволюции на разных уровнях образования гранитоидных серий. // ЗВМО. 1973. No. 5, с. 573–590.
113. *Марин Ю.Б.* Метасоматические формации и их рудоносность. – Л.: ЛПИ, 1989, 70 с.
114. *Марин Ю.Б., Скублов Г.Т., Ванштейн Б. Г.* Петрохимическая эволюция фанерозойских гранитоидных формаций. – Л.: Недра, 1983, 151 с.
115. *Мархасев Б.И.* Об оценке кислотно-основных свойств окислов. // ДАН СССР, 1965. Т. 162. No. 3, с. 430–433.
116. *Методы количественного прогнозирования ресурсов редких металлов.* – М.: Недра, 1985, 222 с.
117. *Мицнер Э.Ф.* О полимеризационной природе механизма рудообразования. // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967. No. 5, с. 40–47.
118. *Мишин Л.Ф., Петухова Л.Л.* Окисленность железа как показатель металлогенической специализации вулcano-плутонических комплексов на примере востока СССР. // Тихоокеан. геол. 1990. No. 4, с. 69–75.
119. *Моисеенко Ф.С.* Зональность аномального магнитного поля ( $\delta T$ )<sub>a</sub> Алтае-Чингизского региона и Северного Прибалхашья и ее соотношение с тектонической зональностью. // Вестн. ЛГУ. Геол. и геогр. 1985. No. 28, с. 3–12.
120. *Молостовский Э.А., Фролов И.Ю.* Петромагнитные свойства метасоматитов. // Структура гидротерм. системы. – М.: Наука, 1993, с. 148–160.
121. *Мамджи Г.С.* Химический состав пород как источник информации о процессах образования интрузивных массивов. // Сов. геол., 1965. No. 10, с. 20–37.

122. *Нарсеев В.А.* О полимеризационном механизме рудоотложения. // Геол., разведка и методы изуч. месторождений полезн. ископ. – Алма-Ата: Наука, 1969, с. 12–14.

123. *Наумов Г.Б.* Структурно-геохимический подход к решению вопросов рудообразования. // Основн. пробл. рудообразования и металлогении. – М.: Наука, 1992, с. 167–177.

124. *Наумов В.Б., Иванова Г.Ф., Шапенко В.В.* Генетические аспекты формирования редкометального оруденения. // Генетич. модели эндогенн. рудн. формаций. Т. 2. – Новосибирск: Наука, 1983, с. 48–56.

125. *Некрасов И.Я.* Условия образования месторождений редких металлов. // Усл. образования рудн. месторождений. Тр. 6 Симп. МАГРМ. Тбилиси, 6–12 сент., 1982. – М.: Наука, 1986, с. 701–706.

126. *Некрасов И.Я., Трунилина В.А., Роев С.П.* Типоморфные особенности акцессорных сульфидов из гранитоидов Восточной Якутии как критерий оценки их рудоносности. // Минерал. ж. 1990. Т. 12. No. 4, с. 16–25.

127. *Носырев И.В.* К оценке щелочности гранитоидных пород. // ДАН СССР, 1968. Т. 181. No. 3, с. 706–709.

128. *Объемное геологическое картирование редкометальных рудных районов.* – Л.: Недра, 1981, 300 с.

129. *Омельяненко Б.И.* Околорудные гидротермальные изменения пород. – М.: Недра, 1978, 215 с.

130. *Павлов В.А., Яцухин О.И.* Влияние фундамента на эволюцию магматизма зон орогенной активизации. // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1989. No. 2, с. 30–38.

131. *Пахомов М.И., Пахомов В.И.* Петрофизический метод выделения и оценки метасоматитов. – М.: Недра, 1988, 152 с.

132. *Печерский Д.М.* Статистический анализ причин различной намагниченности гранитоидов Верхояно-Чукотской складчатой области и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963. No. 11, с. 51–65.

133. *Панова Е.Г.* Минерало-геохимические особенности флюорита как индикатора редкометального рудогенеза. // Геохимия, 1995. No. 4, с. 498–511.

134. *Пионтковская М.А., Шамеко Г.С., Куковский Е.Г., Неймарк И.Е.* Синтез и свойства бериллий-алюмосиликатных кристаллов. // Укр. хим. ж., 1967. Т. 33. No. 1, с. 3–9.

135. *Плющев В.Е.* Об образовании лейцита из сподумена в лабораторных и технических условиях. // ЗВМО, 1953. No. 1, с. 25–30.

136. *Поваренных А.С.* Кристаллохимическая классификация минеральных видов. – Киев: Наукова Думка, 1966, 548 с.

137. *Покалов В.Т.* Локальный прогноз месторождений молибдена. // Локальное прогнозирование плутоногенных месторождений молибдена, вольфрама и олова. – М.: Недра, 1985, с. 14–102.

138. *Покалов В.Т., Румянцев В.Н.* Проблема генезиса гидротермальных плутоногенных месторождений. // Сов. геол., 1983. No. 7, с. 28–39.

139. *Попов В.С.* Оловорудные и молибденовые провинции и причины их пространственного обособления. // ЗВМО, 1984. No. 1, с. 3–14.

140. *Попов В.С.* О происхождении I-гранитов // Гранитоиды – индикаторы глуб. строен. земн. коры. – Новосибирск: Наука, 1985, с. 14–27.

141. *Попов В.С.* О магматических источниках рудного вещества молибден- и медно-порфировых месторождений. // Геол. рудн. месторожд., 1988. No. 4, с. 38–47.

142. *Попов В.С., Белевитин В.В., Семина В.А.* Металлогения гидротермальных редкометальных месторождений. – М.: Наука, 1981, 211 с.

143. *Попов В.С., Панопорт М.С.* Тектоно-магматическое развитие Урала: новые аспекты старой проблемы. // Изв. ВУЗ. Геол. и разведка, 1996. No. 4, с. 3–21.

144. *Принципы* расчленения и картирования гранитоидных интрузий. Методические рекомендации. – Л.: ВСЕГЕИ, 1988, 61 с.

145. *Приходько А.Ю.* Влияние процессов рудообразования на магнетизм гранитоидов. // Геол. и геофиз., 1992. No. 7, с. 39–45.

146. *Пуцаровский Д.Ю., Урусов В.С.* Структурные типы минералов. – М.: МГУ, 1990, 136 с.

147. *Пятенко Ю.А., Курова Т.А.* О кристаллохимических основах геохимии ниобия и тантала. // Геохимия, 1989. No. 4, с. 516–524.

148. *Рейф Ф.Г., Бажеев Е.Д.* Магматический процесс и вольфрамовое оруденение. – Новосибирск: Наука, 1982, 158 с.

149. *Романовский Н.П.* Петрофизика гранитоидных рудномагматических систем орогенных сооружений Притихоокеанья. // Тихоокеан. геол., 1984. No. 5, с. 52–62.

150. *Рундквист Д.В.* Общие принципы построения геолого-генетических моделей рудных формаций. // Генетич. модели эндогенн. рудн. формаций. Т. 1. – Новосибирск: Наука, 1983, с. 14–26.

151. *Рябчиков И.Д.* Термодинамический анализ поведения малых элементов при кристаллизации силикатных расплавов. – М.: Наука, 1965, 120 с.

152. *Рябчиков И.Д., Дурасова Н.А., Барсуков В.Л.* Физико-химический анализ магматических источников олова. // Источники вещества и условия локализ. оловорудн. месторождений. – М.: Наука, 1984, с. 57–71.

153. *Смирнов С.С.* Схема металлогении Восточного Забайкалья. // Пробл. советской геологии, 1936. No. 10, с. 25–31.

154. *Соболев В.С.* Зависимость свойств силикатов от их структуры. // *Геохимия*, 1956. No. 6, с. 47–60.
155. *Справочник по геохимии*. – М.: Недра, 1990, 250 с.
156. *Сухин М.В.* О возможном разделении гранитоидов на элементарные породные группы по параметру плотности. // *Геол. и геофиз.*, 1972. No. 4, с. 137–140.
157. *Темников Ю.И.* Структурные особенности редкометалльных гранитных массивов Восточной Сибири. – М.: Недра, 1972, 158 с.
158. *Томсон И.Н., Полякова О.П.* Минералого-геохимические индикаторы крупных рудных месторождений. // *Сов. геол.*, 1985. No. 3, с. 38–43.
159. *Томсон И.Н., Полохов В.П., Полякова О.Н.* Анализ источников олова Кавалеровского рудного района (Южное Приморье). // *Источники вещества и условия локализ. оловорудн. месторождений*. – М.: Наука, 1984, с. 104–124.
160. *Трегер В.Е.* Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. – М.: ГГТИ, 1958, 185 с.
161. *Трунилина В.А.* Геология и рудоносность позднемезозойских магматических образований северо-востока Якутии. – Новосибирск: Наука, 1992, 257 с.
162. *Тюкова Е.Э., Махоркина Т.И.* Арсенопирит: зависимость параметров кристаллической структуры от состава. // *ЗВМО*, 1990. No. 1, с. 93–97.
163. *Урусов В.С.* Кристаллохимическая природа стабильности сложных минералов, в частности двойных оксидов и двойных солей. // *Геол. и геофиз.* 1993. No. 12, с. 92–99.
164. *Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С., Чащухина В.А.* Феррофации гранитоидов. // *Геохимия*, 1976, No. 2, с. 147–160.
165. *Хаин В.Е., Михайлов А.Е.* Общая геотектоника. – М.: Недра, 1985, 326 с.
166. *Харкевич Д.С., Москалева В.Н.* Серии магматических формаций как основа классификации складчатых областей и платформ. // *Пробл. связи тектоники и магматизма*. – М.: Наука, 1969, с. 29–47.
167. *Хитаров Н.И., Козинцева Т.Н.* Об устойчивости галенита в гидротермальных растворах. // *Эксперимент. иссл. в области глубинных процессов*. – М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 117–121.
168. *Хомяков А.П.* Минералогия ультраагпайтовых щелочных пород. – М.: Наука, 1990, 200 с.
169. *Черский Н.В., Мельников В.П., Царев В.П.* Явления генерации углеводородов из предельно окисленных соединений углерода и воды. // *ДАН СССР*, 1986. Т. 288. No. 1, с. 201–204.

170. *Шерemet Е.М., Козлов В.Д.* Петрология, геохимия и рудоносность гранитоидов молибденового пояса Забайкалья. – Новосибирск: Наука, 1981, 134 с.
171. *Шинкарев Н.Ф.* О проблеме происхождения гранитов. // *ЗВМО*, 1974. No. 4, с. 401–411.
172. *Шинкарев Н.Ф., Григорьева Л. В., Попова В.А.* О генетической и геодинамической типизации гранитов. // *ЗВМО*, 1994. No. 3, с. 49–50.
173. *Шкодзинский В.С.* Генезис кислых магматитов и рудообразующих гидротерм в свете анализа количественных моделей магм. // *Геол. и геофиз.*, 1993. No. 6, с. 109–118.
174. *Шмакин Б.М.* Пегматитовые месторождения зарубежных стран. – М.: Недра, 1987, 224 с.
175. *Щеглов А.Д., Говоров И.Н.* Нелинейная металлогения и глубины Земли. – М.: Наука, 1985, 325 с.
176. *Щербина В.В.* К геохимии силикатных расплавов. // *ЗВМО*, 1964. No. 5, с. 3–15.
177. *Barbarin B.G.* Granitoids: main petrogenetic classification in relation to origin and tectonic setting. // *Geol. J.*, 1990. Vol. 25. P. 227–238.
178. *Barret T.J., Anderson G.M.* The solubility of sphalerite and galena in 1–5 m NaCl solutions to 300°C. // *Geochim. et cosmochim. acta.*, 1988. Vol. 52. No. 4. P. 813–820.
179. *Bittner E.* Migmatite zones in the Bitterroot lobe of the Idaho batholith. // *US Geol. Surv. Profess. Pap.* 1987. No. 1436. P. 73–93.
180. *Chappel B.W., White A.J.R.* Two contrasting types of granites. // *Pacific. Geol.* 1974. Vol. 8. No. 2. P. 173–174.
181. *Chen Tuhua.* On the chain body of complex oxide: crystallochemical properties of wolframite. // *Acta miner. sin.* 1988. No. 1. P. 50–57.
182. *Cuney M., Friedrich M.* Physicochemical and crystal-chemical controls on accessory mineral paragenesis in granitoids: implications for uranium metallogenesis. // *Bull. miner.* 1987. Vol. 110. No. 2–3. P. 235–247.
183. *Eugster H.P.* Granites and hydrothermal ore deposits: a geochemical framework. // *Miner. Mag.* 1985. Vol. 49. No. 1. P. 7–23.
184. *Heinrich C.A., Eadington P.J.* Thermodynamic predictions of the hydrothermal chemistry of arsenic, and their significance for the paragenetic sequence of some cassiterite-arsenopyrite-base metal sulfide deposits. // *Econ. Geol.* 1986. Vol. 81. No. 3. P. 511–529.
185. *Heyne K.H.* Zur Abhängigkeit der Gesteindichte von chemischen Oxidgehalten und Ultraschallgeschwindigkeit. // *Zeitschr. angew. Geol.* 1980. V. 26. No. 4. S. 206–209.
186. *Graham U.M., Bluth G.J., Ohmoto H.* Sulfide-sulfate chimneys on the East Pacific rise. Mineralogy and paragenesis. // *Can. Miner.* 1988. Vol. 26. No. 3. P. 487–504.

187. *Ishihara S.* The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. // *Min. and Geol.* 1977. Vol. 27. P. 293–305.
188. *Ishihara S.* Jre-producing caracity of granitoids in East Asia. // 27 Междунар. геол. конгр., Москва, 4–14 авг., 1984. Тез. Т. 9. Ч. 2. – М.: Недра, 1984. P. 160–161.
189. *Ishihara S., Sasaki A., Terashima S.* Sulfur in granitoids and its role for mineralization. // *Proc. 7-th Quadrenn. IAGOI Simp., Lulea.* Aug. 18–22, 1986. Stuttgart: 1988. P. 573–581.
190. *Kozin A.N.* Silicate and chloride complexes – the basic factor of their migration and geochemical cyclic recurrence. // *Water-Rock Intract.: Proc. 6-th Int. Symp., Malvein, 3-8 Aug., 1989: WPJ-6.* Rotterdam: Brookfield, 1989. P. 389–392.
191. *Kwak F.A.P., White A.J.P.* Contrasting W-Mo-Cu and W-Sn-F skarn and related granitoids. // *Кодзан тисницу, Mining Geol.* 1982. Vol. 32. No. 4. P. 339–351.
192. *Lameyre J., Bowden P.* Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. // *J. volcanology and Geoth. Res.* 1982. Vol. 14. P. 169–186.
193. *Lehmann G.* Vetallogeny of tin: magmatic differetiation versus geochemical heritage. // *Econ. Geol.* 1982. Vol. 77. No. 1. P. 30–39.
194. *Lehmann B., Willgallis A., Heyer H.* Anomalous Sn-rutile in wall rocks of Bolivian tin deposits. // *Neues Jahrb. Mineral. Monatshefte.* 1978. No. 11. S. 498–505.
195. *Pastor J., Ogezi A.E.* New evidence of cassiterite-bearing Precambrian Basement rocks of the Jos Plateau, Nigeria – the Curum case study. // *Mineral. deposita.* 1986. Vol. 21. No. 1. P. 81–83.
196. *Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.C.* Trace element discrimination diagrams for tye tectonic interpretation of granitic rocks. // *J. Petrol.* 1984. Vol. 25. No. 4. P. 956–983.
197. *Pitcher W.S.* Granite: tipology, geological envirnoment and melting relationships. // *Magmatites, Melt. and Metamorph. Proc. Geochem. Group Miner. Soc., Glasgow, Apr., 1982.* Nantwich: 1983. P. 277–285.
198. *Pollard P.J., Taylor R.G.* Progressive evolution of alteration and tin mineralization: controls by interstitial permeability and fracture-related tapping of magmatic fluid reservoirs in tin granites. // *Econ. Geol.* 1986. Vol. 81. No. 7. P. 1795–1800.
199. *Scott S.D.* Coexisting sulphides as indicators of physico-chemical conditions of ore formation, based on experimental and natural data. // *Условия образования рудн. месторожд. Тр. 6 Симп. МАГРМ, Тбилиси, 6–12 сент., 1982. Т. 1. – М.: Наука, 1986, с. 247–248.*
200. *Schand S.J.* *Eruptive Rocks.* N. Jork: Wiley, 1951, 20 p.

201. *Stemprok M.* Mineral deposits associated with granites. // *Nature and Resour.* 1982. Vol. 18. No. 3. P. 20–33.
202. *Takonashi M., Aramaki S., Ishihara S.* Magnetite-series/ilmenite-series versus I-type/S-type granitoids. // *Mining Geol. Spec. Jss. Tokyo:* 1980. No. 8. P. 13–28.
203. *Watson E.B.* Zircon saturation in felsic liquids: experimental results and applications to trace element geochemistry. // *Contribs. Mineral. and Petrol.* 1979. Vol. 70. No. 4. P. 407–419.
204. *Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W.* A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1987. Vol. 95. No. 4. P. 407–419.
205. *Webster S.S.* A magnetic signature for tin deposits in south-east Australia. // *Explor. Geophys.* 1984. Vol. 15. No. 1. P. 15–31.
206. *Wetzel K.* New geochemical criteria for distinguishing between fractional crystallisation and partial melting of igneous rocks. // *Z. Geol. Wiss.* 1987. B. 15. No 5. S. 553–564.
207. *Wyllie H.J., Carrol M.R., Jonston A.D. e. a.* Interactions among magmas and rocks in subduction zone regions: Experimental stadies from slab to mantle to crust. // *Eur. J. Miner.* 1989. Vol. 1. No. 2. P. 165–179.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

|  |    |
|--|----|
| Введение.....  | 3  |
| <b>Часть 1.</b> Теория и практика регионального металлогенического районирования областей гранитоидного магматизма.....  | 5  |
| 1.1. О вероятности возникновения промышленных скоплений рудных и существенных концентраций жильных, породообразующих и аксессуарных минералов в гранитоидных ареалах повышенной и пониженной щелочности..... | 5  |
| 1.2. Магнитное поле – индикатор оловянных и молибденовых провинций и зон .....   | 32 |
| <b>Часть 2.</b> Теория и практика среднемасштабного металлогенического районирования провинций гранитоидного магматизма.....   | 37 |
| 2.1. Лейкократизация горнопородных субстратов и расплавов – условие гранитогенеза и сопряженного рудообразования.....  | 37 |
| 2.2. Гравитационное поле – индикатор гранитогенных рудных районов (узлов).....   | 43 |
| <b>Часть 3.</b> Теория и практика предварительной прогнозной оценки гранитоидных рудных районов (узлов).....   | 46 |
| 3.1. Металлогеническая типизация районов по геологопетрологическим особенностям гранитоидных серий.....  | 46 |
| 3.2. Особенности динамики изменения состава гранитоидов от ранних членов серий к поздним – интегральный показатель вариантов металлогении рудных районов.....  | 58 |
| <b>Часть 4.</b> Теория и практика крупномасштабного прогнозного районирования рудных районов.....  | 80 |
| 4.1. Принципиальные черты геологического строения гранитоидных районов и положения в них потенциальных рудных площадей и участков.....   | 80 |
| 4.2. О восстановительных условиях промышленного гранитогенного рудообразования.....  | 82 |
| 4.3. Детализированное магнитное поле – индикатор промышленных рудных площадей в пределах районов.....  | 84 |
| Заключение.....  | 89 |
| Литература.....  | 94 |

**С.М.Бескин**

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ОБЛАСТЕЙ  
ГРАНИТОИДНОГО ПЛУТОНИЗМА  
(ДЕДУКТИВНЫЙ ПОДХОД)

Утверждено к печати Институтом минералогии,  
геохимии и кристаллохимии редких элементов

Редактор: Т.И.Нефелова

Компьютерная верстка: И.И.Хрусталева

Подписано к печати 30 января 2007 г. Формат 60×90 1/16.  
Уч.-изд. 6,3. Тираж 200. Заказ 1–07.

Полиграфическая база ИМГРЭ