

В. Д. КОЗЛОВ

ГЕОХИМИЯ  
И РУДОНОСНОСТЬ  
ГРАНИТОИДОВ  
РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ  
ПРОВИНЦИЙ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Институт геохимии им. А.П. Виноградова

В. Д. КОЗЛОВ

4332

ГЕОХИМИЯ  
И РУДОНОСНОСТЬ  
ГРАНИТОИДОВ  
РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ  
ПРОВИНЦИЙ

Ответственный редактор  
академик Л.В. ТАУСОН



МОСКВА

"НАУКА"

1985



Козлов В.Д. Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометалльных провинций. М.: Наука, 1985.

Монография является сводкой по геохимии рудоносных гранитоидов редкометалльных провинций и посвящена разработке вопросов оценки редкометалльной рудоносности гранитных интрузий.

Дается подробная геолого-петрологическая и геохимическая характеристика гранитных интрузий Забайкалья, разработаны методы оценки и сформулированы критерии их рудоносности. На единой методической основе рассматриваются материалы по геологии и геохимии гранитоидов и их слюд рудоносных интрузий ряда редкометалльных провинций СССР и мира. Обоснована единая система геолого-геохимического анализа потенциальной рудоносности и общей вероятной рудной продуктивности гранитных интрузий в отношении олово-вольфрам-молибден-редкометалльного оруденения.

Ил. 95. Табл. 69. Библиогр. 266 назв.

Рецензенты:

канд. геол.-минерал. наук *А.Е. Воронцов*,  
д-р геол.-минерал. наук *Ф.А. Летников*

Валерий Дмитриевич Козлов  
**ГЕОХИМИЯ И РУДОНОСНОСТЬ ГРАНИТОИДОВ  
РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПРОВИНЦИЙ**

*Утверждено к печати  
Институтом геохимии им. А.П. Виноградова СО АН СССР*

Редактор *Е.Д. Лебедева*. Художник *В.В. Трушицын*  
Художественный редактор *Л.В. Кабатова*, Технический редактор *О.В. Аредова*  
Корректор *Л.А. Агеева*

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 27950

Подписано к печати 29.04.85. Т — 00867. Формат 60 X 90 1/16. Бумага офсетная № 1  
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная. Усл.печл. 19,0 + 0,1 вкл. Усл.кр.-отт. 19,1  
Уч.-издл. 23,2. Тираж 700 экз. Тип. зак. 243. Цена 3 р. 60 к.  
Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"  
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

## ВВЕДЕНИЕ

Редкометальные провинции представляют геологические регионы развития оловянно-вольфрамового, в меньшей мере молибденового, сопутствующего полиметаллического и золото-серебряного оруденения. Со второй половины нашего столетия они начинают играть все более возрастающую роль как районы собственно редкометальных месторождений (лития, бериллия, тантала, ниобия, редких земель и т.п.) — нового вида сырьевых ресурсов, все увеличивающаяся потребность в которых неразрывно связана с научно-технической революцией, свидетелями которой мы являемся.

Главные научные положения о редкометальных металлогенических провинциях Земли [51, 244] окончательно оформились в 40–50-годах нашего столетия в значительной мере под влиянием трудов академика С.С. Смирнова [158, 159, 160]. Согласно современным представлениям, редкометальные провинции размещаются в пределах трансконтинентальных подвижных зон, характеризовавшихся длительной тектонической и магматической активностью. Настоящая работа посвящена гранитоидному магматизму внутриконтинентальных провинций, располагающихся в пределах регионов с длительной историей геологического развития, значительной мощностью земной коры и широким распространением известково-щелочных гранитоидов, происхождение которых связывается с процессами гранитизации и плавления корового субстрата и которые обычно именуются палингенными в широком значении этого термина, или палингенно-анатектическими. Редкометальные провинции зон сочленения континентальной и океанической кор с повышенной ролью магматизма основного и среднего состава в настоящей работе не рассматриваются.

По характеру профилирующего оруденения большинство внутриконтинентальных провинций относится к оловорудным, в которых оловянное оруденение тесно сочетается с сопутствующим многометальным (Li, Cs, Be, W, Ta, Nb, Zn, Pb, U, Ag, Au). Часть провинций характеризуется преимущественным развитием вольфрам-молибденового оруденения с сопутствующим редкометальным, золотым, полиметаллическим.

В настоящее время общепризнано, что эндогенное оруденение редкометальных провинций генетически связано с гранитоидным магматизмом. Представления о связи рудных месторождений с магматическими породами оформились в научную концепцию достаточно давно. Согласно М.М. Романовой [144], к выводу о магматической природе гранитов и связи с ними оруденения пришел еще Д.И. Соколов (1842), который обращал внимание на различную "металлопроизводительную способность" изверженных по-

род, считая наиболее продуктивными граниты и порфиры, что в свое время было, очевидно, значительным достижением геологической научной мысли.

Эти выводы базировались на наблюдающейся в разных регионах устойчивой пространственной ассоциации месторождений определенного типа с интрузивными породами определенного состава, в том числе редкометалльных месторождений с гранитными массивами. С самого начала эта связь в значительной мере понималась как генетическая, исходя из общего принципа геологии, что сонахождение, как правило, означает происхождение [60]. Дальнейшее развитие этих взглядов во второй половине девятнадцатого столетия и первой половине двадцатого находит свое выражение в высказывании П. Ниггли (1932): "Проблема рудных месторождений есть лишь часть общей проблемы, касающейся дифференциации магмы в самом широком смысле" [144]. Значительное влияние на широкое признание этих представлений имела разработка У. Эммонсом схемы зональности эндогенного оруденения вокруг гранитных "батолитов".

Вместе с тем общеизвестно, что оруденение развивается лишь в связи с отдельными гранитными интрузиями, а подавляющее их большинство по результатам детальных геологических исследований и поисков безрудно. Поэтому лишенный конкретности магматический фактор контроля оруденения не может иметь сколько-нибудь существенного металлогенического или поискового значения до тех пор, пока не будут сформулированы конкретные, поддающиеся определению и количественной оценке признаки рудоносных интрузий, позволяющие достаточно надежно осуществлять их диагностику.

Решению этой проблемы с помощью геохимических методов и применительно к оруденению, связанному с гранитоидами внутриконтинентальных редкометалльных провинций, и посвящена настоящая работа.

Основные идеи о главных факторах рудоносности гранитных интрузий были высказаны также достаточно давно. Одним из первых, кем была показана важнейшая роль воды и других минерализаторов в формировании гранитных расплавов и связанного с ними оруденения, был Л. Эли де Бомон [144]. Значительно позднее эти идеи нашли обобщение в работах П. Ниггли (1933), подчеркивавшего, что сопровождающее магматические породы оруденение является закономерным следствием присутствия в магме легколетучих компонентов [144]. Современные представления о рудоносных гранитных интрузиях были сформулированы К.А. Власовым [26], показавшим, что определяющими факторами их рудоносности являются тесно взаимосвязанные процессы дифференциации интрузий и эманационного накопления в их поздних дифференциатах летучих и связанных с ними редких элементов. Им же были показаны очевидные преимущества редкоэлементного состава гранитных интрузий как возможного индикатора их рудоносности по сравнению с петрохимическими данными.

Широкое применение петрохимических методов для целей познания процессов рудообразования началось после опубликования сводки средних составов изверженных горных пород Р. Дэли (1933), обеспечившей возможность сравнительного анализа особенностей их состава в разных регионах. В частности, химический состав рудоносных гранитов был рассчитан Г.Б. Жилинским [50] для главнейших оловорудных провинций, С.Д. Попо-

вым [142] для Забайкалья, с учетом новых данных для редкометальных оловорудных провинций мира М. Штемпроком и М. Шквором [253], Г. Тишendorфом [258]. Названные работы показали, что петрохимические данные не позволяют однозначно решать вопросы рудоносности гранитоидов [251, 253]. Этот вывод не является неожиданным. Действительно, основываясь на давно обоснованном И.Л. Фогтом и Ф.Ю. Левинсон-Лессингом анхизтектическом составе всей группы гранитов в целом, трудно ожидать большой информативности петрохимических данных в отношении такого методически сложного вопроса, как выявление специфических признаков рудоносности [82].

Широкому использованию редкоэлементного состава гранитоидов для решения вопросов их генезиса и рудоносности, о преимуществах которого писал К.А. Власов, долгое время препятствовали ограниченные технические (аналитические) возможности. Реальные уровни концентраций редких элементов в гранитоидах на строго количественной основе были впервые оценены в широко известной монографии Л.В. Таусона [170]. Им, в частности, было показано, что в рудоносных гранитах наблюдается лишь незначительное, в 1,5–4 раза превышающее очень низкий кларковый уровень концентрирование характерных редких и рассеянных элементов, которое не может быть зафиксировано с помощью приближенно-количественных методов с ошибкой определений в 50–100% и более. Поэтому для изучения особенностей геохимии редких элементов в гранитоидах применимы только количественные аналитические методы с чувствительностью не менее 0,5 кларка и среднеквадратичным отклонением определений не выше 20%.

Одновременно В.С. Коптевым-Дворниковым, М.Г. Руб и их коллегами [94, 95] был определен круг редких элементов, концентрации которых в гранитах представляют главный интерес при решении вопросов рудоносности, и обращено внимание на важнейшее значение F и В как ведущих минерализаторов связанного с гранитами эндогенного оруденения. Важнейшая роль редких щелочных элементов как индикаторов рудоносности гранитов была показана О.Д. Ставровым [164].

В значительной мере под влиянием перечисленных работ интерес к геохимии гранитоидов резко возрос, и в 60-е годы в ряде регионов развернулись детальные геохимические исследования этих пород. В Восточной Сибири широкое геохимическое изучение гранитоидов было начато в 1959 г. группой сотрудников вновь организованного Института геохимии им. А.П. Виноградова СО АН СССР, в числе которых был и автор настоящей работы, под научным руководством директора Института академика Л.В. Таусона. В результате этих работ были сформулированы основные геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитных интрузий в отношении комплексного оловянно-вольфрамового и редкометального оруденения [173, 176].

Следующий этап более детальных геохимических исследований связан с выяснением причин очевидного несоответствия между количеством рудоносных по всем критериям гранитных массивов и ограниченным числом тех из них, которые реально сопровождаются продуктивным (промышленным) оруденением, а не рассеянной минерализацией, характерной для большинства потенциально-рудоносных интрузий. Постановка этого вопроса соответствует задаче оценки по геолого-геохимическим данным сравнительной

степени потенциальной рудоносности, или сравнительной рудной продуктивности конкретных гранитных интрузий.

Решение вопросов рудоносности и продуктивности гранитных интрузий составляет основное содержание настоящей работы, главное внимание в которой, в соответствии с этим, сосредоточено на особенностях геохимии отдельных гранитных интрузий (интрузивных систем) на основе увязки деталей их геологического строения с геохимическими данными. При этом основной методический подход состоял в детальном геолого-геохимическом сопоставлении рудоносных в разной степени и безрудных по фактическим геологическим данным гранитных массивов.

В связи со сказанным следует специально отметить, что по отношению к формационному анализу гранитоидов [101] и их геохимической типизации [171] излагаемые в настоящей работе результаты по мнению ее автора представляют следующий этап детализации в петролого-геохимическом изучении гранитоидных интрузивных систем.

На основе обобщения полученных материалов разработана система геолого-геохимического анализа потенциальной рудоносности и общей вероятной рудной продуктивности гранитных интрузий в отношении оловянного, вольфрамового, молибденового и собственно редкометального оруденения, которая является основным результатом проведенных исследований.

В своих двадцатипятилетних исследованиях автор сотрудничал со многими специалистами Института геохимии им. А.П. Виноградова и других организаций — кандидатами геол.-минерал. наук К.Ф. Кашириним, В.А. Легейдо, А.Е. Воронцовым, Г.И. Рутштейном, докторами геол.-минерал. наук Б.Л. Флеровым и В.Н. Анфиловым, академиком Чехословацкой Академии наук В. Зоубеком, доктором наук М. Паливцевой, академиком Словацкой академии наук Б. Цамбелом, доктором наук Л. Каменички.

При проведении полевых работ в Забайкалье особенно большую помощь квалифицированными геологическими консультациями оказал автору кандидат геол.-минерал. наук В.В. Старченко.

Значительная часть использованных в работе аналитических определений выполнена многочисленным коллективом сотрудников аналитических лабораторий Института геохимии. Всем названным коллегам и товарищам автор выражает свою искреннюю признательность.

Автор пользуется возможностью принести сердечную благодарность жене и незаменимому помощнику в многолетних исследованиях, соавтору большинства публикаций, кандидату геол.-минерал. наук Л.Н. Свадковской.

## ВОПРОСЫ ТЕРМИНОЛОГИИ

Раздел посвящен основным положениям и понятиям, которые широко использовались при составлении настоящей работы. Автор не претендует на полноту или универсальность излагаемых положений, считая вместе с тем необходимым их краткое рассмотрение и расшифровку ввиду свойственных геологической науке терминологических разночтений.

**Общие геологические и петрологические понятия.** Большинство понятий и терминов применяется в соответствии с их общепринятыми значениями [30, 131].

В работе широко используется понятие о магматических формациях,

представляющих, согласно общепринятым взглядам, естественные ассоциации магматических пород и сопровождающих руд, близких по возрасту и геологической обстановке образования [30, 60, 101]. При этом главный признак формации — повторяющееся сонахождение группы определенных пород и оруденения — свидетельствует, как правило, о их происхождении [60].

Различаются абстрактные магматические формации (формационный тип [101]), объединяющие характерные признаки вне конкретных регионов и геологического времени, и конкретные формации [192] — магматические (в частности, гранитоидные) комплексы, представляющие проявление формационного типа в определенный геологический период развития конкретного региона (провинции).

В главе 1 родственные по происхождению гранитоидные комплексы Забайкалья объединены в группы в соответствии с [60]. Широко используемое понятие гранитоидная интрузивная система подразумевает возможную множественность в ней интрузивных тел, принадлежащих одной интрузии, "между которыми имеют место устойчивые связи" [60]. Понятие батолитовая гранитная интрузия включает представление об очень крупных магматических телах (5000—10000 км<sup>2</sup> кровли) при обязательной значительной, в 5—10 и более километров, мощности, которая в первоначальном определении этого понятия составляла один из главных и необходимых признаков истинных батолитов. Благодаря большой мощности, батолитовым массивам свойственны сложные взаимоотношения с вмещающими породами, выражающиеся в наличии как постепенных переходов через окружающие батолитовые интрузии зоны гранитизации (глубинные уровни батолитов), так и интрузивных контактов (верхние уровни). Как правило, батолитовые массивы имеют концентрическое строение, обусловленное развитием крупных полей фациальных разновидностей гранитоидов повышенной основности по периферии и более кислых во внутренних частях батолитов. При этом гранитоиды характеризуются высокой степенью гомогенизации, свидетельствующей о вероятном прохождении ими стадии магматического плавления. Как известно, Ю.А. Кузнецов [101] считал батолиты перемещенными или слабо перемещенными (автохтонными — параавтохтонными) образованиями, возникшими в области своего залегания. Из сказанного следует, что понятие "батолитовая интрузия" имеет вполне определенное генетическое содержание. Поэтому, в частности, выделение батолитовых формаций гранитоидов, по мнению автора, вполне правомочно [101].

Как известно, в США принято называть батолитами интрузии, диаметр которых превышает 32 км (т.е. с площадью кровли свыше 800 км<sup>2</sup>). Исходя из сказанного, этого условия для определения батолитового характера интрузии совершенно недостаточно. Для подобных, средних и крупных по размеру гранитных тел в настоящей работе применяются нейтральные термины "интрузия" или "массив".

Следует также подчеркнуть, что батолитовые интрузии резко отличаются от нередко сопоставимых с ними по площади кровли гнейсогранитных массивов, связанных с купольными структурами. Мощность гнейсогранитных массивов по сравнению с батолитами невелика, особенно если иметь в виду породы собственно гранитного состава, а постоянное наличие ориентированных структур свидетельствует о вероятном формировании гнейсогранит-

ных массивов в результате процессов метасоматической гранитизации, сопровождавшихся лишь частичным плавлением.

По глубине формирования гранитные интрузии подразделяются на абиссальные, мезоабиссальные и гипабиссальные [147], причем в оценке глубин у разных авторов имеются существенные расхождения. Большинство исследователей глубины гипабиссальных интрузий (кровли) оцениваются в 1,5–3 км, мезоабиссальных – 3–5 км.

Главным содержанием понятия гипабиссальная интрузия является ее становление (кристаллизация) в нефациальных условиях верхнего уровня глубинности земной коры, благодаря чему интрузии в случае залегания в песчано-сланцевых породах окружены оболочкой ороговевших пород; контакты с вмещающими породами резкие, интрузивные. Характерна порфириовидная и резкопорфириовидная структура гранитов. Вертикальная протяженность и формы оцениваются по-разному ("караваеподобные" массивы, штоки, формы перевернутой капли, мощность от 3–4 до 10 км и более по данным разных авторов). В связи с этим следует подчеркнуть, что в случае большой вертикальной протяженности (мощности) гипабиссальной интрузии ее интрузивная колонна пересекает все, от абиссального до гипабиссального, уровни глубинности, и понятие гипабиссальности становится, по существу, условным, характеризуя лишь кровлевую зону интрузии. При очень больших размерах гипабиссальных интрузий для них применяется термин батолитоподобные.

Интрузивные гранитные массивы могут представлять образования разновременных комплексов; в этом случае они получили название полихронных [45].

Палингенными в настоящей работе именуется все гранитоиды, формировавшиеся в результате вероятного корового плавления.

Геологическое строение гранитных интрузивных систем подробно охарактеризовано в работах С.М. Бескина и его коллег [13, 14].

Различаются фазовые и фациальные дифференциаты гранитных систем, представляющие продукты их развития во времени (фазы) и геологическом пространстве (фации).

Наиболее важным для настоящей работы является выделение [93] гранитов *главной фазы* (ГФ), представляющих устойчивую и статистически наиболее распространенную разновидность (или группу разновидностей) гранитов, слагающих главную часть большинства гранитных интрузий одного комплекса или гранитных массивов одной интрузивной системы. Выделение гранитов ГФ обычно осложняется наличием фаций, представляющих граниты одной фазы, но разных внутренних или внешних зон интрузивного тела, образование которых связано с различиями в температурном режиме кристаллизации расплавов и подвижностью летучих компонентов, скапливающихся в купольных выступах. В связи с этим особое генетическое значение имеет выделение гранитов купольной фации ГФ, мало отличающихся от гранитов ГФ петрохимически, но резко – минеральным и редкоэлементным, включая летучие F и V, составом. Фациальные разновидности связаны, как правило, постепенными переходами. В апикальной зоне приповерхностно-гипабиссальных интрузий развиваются фации резкопорфириовидных гранитов, сменяющихся в зоне контакта типичными гранит-порфирами фации закалки ГФ.

Представление о том, что граниты ГФ соответствуют первой интрузивной фазе [13], не всегда точно; в ряде гранитных систем первая, ранняя, фаза представляет ограниченно распространенные гибридные породы диорит-гранодиоритового состава.

Важнейшее значение имеет выделение наряду с гранитами ГФ гранитов *фазы дополнительных интрузий* (ФДИ), наличие которой установлено и обосновано В.С. Коптевым-Дворниковым [93]. Граниты ФДИ представлены, как правило, мелко-среднезернистыми, разномасштабными, более кислыми по сравнению с гранитами ГФ разновидностями, связанными с ними зонами характерных постепенных, но быстрых переходов [85, 86] и реже интрузивными соотношениями. Они образуют обычно пластовые и штокообразные, большей частью бескорневые тела, локализованные в апикальных зонах интрузивных систем, нередко вдоль плоскостей контактов с вмещающими породами, обычно не выходящие за пределы развития гранитов ГФ. Их образование, судя по характеру взаимоотношений с гранитами ГФ, связано с обособлением остаточных расплавов и внедрением их в консолидированные, но еще не полностью остывшие граниты ГФ. При этом расплавы ФДИ использовали, очевидно, трещины контракции, связанные с усадкой интрузий в связи с их остыванием [136], о чем свидетельствует частая связь с ними пегматитовых образований. Согласно В.С. Коптеву-Дворникову, тела ФДИ нередко сопровождаются зонами экзоконтактовой калишпатизации вмещающих гранитов ГФ.

Разновидностью гранитов ФДИ являются пегматитоносные граниты, представляющие более обособившуюся от гранитов ГФ вследствие обогащения расплавов летучими субфазу редкометаллических интрузивных систем, локализирующуюся в их апикально-фронтальной зоне и сопровождающуюся редкометаллическими пегматитами. Подробно эта разновидность гранитов ФДИ охарактеризована А.Н. Леонтьевым [108].

Автор выделяет также лейкограниты *заключительных фаз* (ЗФ), слагающие отдельные штокообразные тела и массивы, отчетливо прорывающие граниты ГФ, которые могут выходить за пределы их распространения. Граниты ЗФ в отличие от ФДИ представляют поздние дифференциаты систем, связанные с глубинными остаточными очагами лейкогранитных расплавов.

Среди гранитов ФДИ и ЗФ выделяются внутрифазовые последовательные разновидности, представляющие интрузивные субфазы или генерации [14], число которых достигает четырех, включая аплиты, сопровождающие соответственно граниты ГФ, ФДИ и ЗФ.

**Номенклатура и химический состав.** Используемые названия пород соответствуют в основном их классификации, утвержденной XXIV сессией МГК [69]. Дополнительно автором широко применяется термин "адамеллит", распространенный в зарубежной геологической литературе и обозначающий гранит с приблизительно равными соотношениями плагиоклаза и калишпата и повышенным содержанием биотита (6–8%). Очень широко применяется термин "лейкогранит", не имеющий до сих пор четких ограничений. Согласно [69], термин относится к граниту с цветовым индексом (без мусковита)  $< 5\%$ , что соответствует аляскииту [30]. Э.П. Изох [62] относит к лейкогранитам разновидности с содержанием  $\text{SiO}_2 > 73\%$ .

По химическому составу принята следующая номенклатура гранитоидов:

габброиды — < 57%, кварцевые диориты — 57–63, гранодиориты — 63–69, граниты — > 69% SiO<sub>2</sub>; из них ультракислые граниты — > 74% SiO<sub>2</sub> [155].

**Геохимические понятия.** Термином "геохимические особенности" принято характеризовать содержания и особенности распределения в гранитах редких и рассеяных элементов по [170], включая летучие компоненты — F, B, Cl, S. Автором часто применяется для краткости не очень строгий термин "редкоэлементный состав" (включая не относящиеся к редким элементам F и B), в отличие от "химического состава" гранитов и минералов.

В настоящее время в литературе широко применяется термин "редкометалльные граниты", не имеющий пока расшифровки в справочной литературе. А.И. Гинзбургом [32] редкометалльными гранитами называются обогащенные редкометалльными минералами разновидности, представляющие руды редких металлов. Степень обогащения редкими элементами таких гранитов, очевидно, очень высока, но несколько неопределенна, так как понятие "руда" в значительной мере экономическое. Автором [85, 86] редкометалльными называются граниты с повышенными относительно кларкового уровня в 1,5–4 раза и более концентрациями характерных гранитофильных элементов. Аналогичное определение приводится В.И. Коваленко [70]. Соответственно интрузии, сложенные в большей своей части редкометалльными гранитами, называются также редкометалльными. Среди редкометалльных гранитов по степени концентрации редких элементов автором [86] различаются субредкометалльные, редкометалльные и ультраредкометалльные разновидности, значение которых подробно рассмотрено в тексте работы.

Редкометалльные граниты всегда потенциально рудоносны и сопровождаются комплексной Sn—W—Mo редкометалльной минерализацией, масштабы и практическая значимость которой резко различны и определяются индивидуальными особенностями редкометалльных гранитных систем. Выяснению этих особенностей посвящено основное содержание настоящей работы. Поэтому понятие потенциальной рудоносности гранитоидов является одним из наиболее важных.

Потенциально рудоносными называются гранитные интрузии, способные продуцировать оруденение путем пневматолито-гидротермального обособления накопленных в процессе магматического развития рудных концентраций [86, 87]. В этом определении термин "рудоносные граниты" понимается в прямом смысле, как граниты, несущие рудообразующие компоненты непосредственно в своем составе. Понятие рудоносности ограничивается автором конкретным кругом элементов, признаки отчетливого накопления которых в гранитоидных системах удается обнаружить геохимически (гранитофильные элементы) и которые формируют эндогенное оруденение редкометалльных провинций. В соответствии с этим разработанные методы оценки рудоносности касаются только олово-вольфрам-молибден-редкометалльного оруденения, большая часть главных или попутных компонентов которого представляет типичные гранитофильные элементы.

В работе применяется также понятие общей вероятной рудной продуктивности гранитных интрузий, под которым автором понимаются качественные масштабы (объемы и интенсивность) постагматического оруденения, вероятные для данной гранитной системы при наиболее благоприят-

ной геологической обстановке для осуществления постмагматического пневматолито-гидротермального рудоотложения. Приведенное определение исходит из предпосылки, что главные условия, определяющие общую продуктивность постмагматического рудообразования, закладываются на магматической стадии развития гранитных систем.

В последнее десятилетие разработано понятие о геохимических типах гранитоидов. Согласно Л.В. Таусону, под геохимическим типом понимается группа пород, "отличающихся общностью способа образования и геологического положения, что может проявляться в близости химического и минерального состава и формировании сходных рудномагматических комплексов" [171]. По В.И. Коваленко, геохимический тип "объединяет группу пород, близких по химическому и минеральному составу, по распределению редких элементов, по поведению петрогенных и редких элементов" [70].

### МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ И МЕТОДИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ

Главное общее методологическое значение в проведенных исследованиях имеет, по мнению автора, положение о статистико-вероятностной природе геологических факторов, вследствие чего "единичный геологический факт, это еще не факт" и "истинность всякого вывода может быть проверена только при помощи усредненных результатов множества наблюдений" [133, 134]. Эти положения в области интрузивного магматизма могут быть проиллюстрированы на примере выделения интрузивных фаз, которое нередко проводится по единичному наблюдению с указанием географической привязки. Между тем главный вопрос заключается не в интерпретации взаимоотношений пород в указанном конкретном месте, а в том, насколько эти взаимоотношения типичны и повторяемы, так как известно, что интрузивные взаимоотношения могут характеризовать не только фазовые, но и фациальные разновидности пород и отражать локальные особенности тектонического развития интрузивных тел. В еще большей степени это относится к цифровым данным о составе пород, колебания которых обусловлены и природной изменчивостью объектов, и точечным характером опробования, и аналитическими ошибками. Поэтому настоящая работа основана почти исключительно на усредненных данных, а результаты единичных измерений и анализов применяются в очень редких случаях, когда они особенно важны для излагаемых положений.

При выборе способа изображения петрологических данных автор исходил из примерно одинаковой информативности применяемых в петрологии диаграмм и, в частности, малой генетической информативности [147] диаграммы  $Q-Or-Ab$ . Поэтому в качестве основной петрохимической диаграммы взята наиболее применяемая в советской литературе диаграмма А.Н. Заварицкого с заменой на ней параметра "b" параметром "b'": Д.С. Штейнберга [198], введение которого существенно улучшает структуру диаграммы, так как ликвидирует явление инверсии значения "b" в лейкогранитах, вызываемое избытком глинозема<sup>1</sup>. Важным преимущест-

<sup>1</sup>  $b' = b - \frac{ba'}{100}$ , где b и a' — параметры пересчета А.Н. Заварицкого.

вом диаграммы А.Н. Заварицкого является, по мнению автора, наглядное отображение на ней степени пересыщенности гранитов глиноземом, представляющую одну из наиболее типичных и генетически важных особенностей рудоносности гранитов внутриконтинентальных провинций. В качестве дополнительной петрохимической характеристики автором предложена и широко применяется петрохимическая диаграмма, показателями которой являются содержания  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ , представляющие главные, наиболее информативные и независимые петрохимические параметры [63]. По оси ординат откладывается содержание  $\text{SiO}_2$ ; ось абсцисс двойная, с отдельными шкалами для  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . Дополнительно диаграммы включают усредненные графики изменения содержания  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  в зависимости от кремнекислотности пород для известково-щелочных и щелочных гранитоидных серий, по данным Р. Дэли.

Для характеристики состава биотитов в работе используются треугольная диаграмма минерального состава, диаграмма полей щелочности А.А. Маракушева – И.А. Тарарина [116] и особенно диаграмма оценки условий кристаллизации по составу биотитов (в параметрах активность воды – активность калия) В.С. Иванова [56], развивающая положения А.А. Маракушева – И.А. Тарарина. Расчет кристаллохимических формул биотитов [87] проводился по методу Р.Е. Стивенс [250]. Для составов биотитов рассчитывались следующие числовые характеристики (в принятых буквенных обозначениях):

$$S = \frac{\text{Si}}{\text{Al}} \text{ (атомное количество)}; m = \frac{\text{Fe} + \text{Mg}}{\text{Al}};$$

$$M = \frac{\text{Mg}}{\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn}} \text{ (магнезиальность)};$$

$$f = \frac{\text{Fe} \cdot 100}{\text{Fe} + \text{Mg}} \text{ (общая железистость)}; l = \frac{\text{Al} \cdot 100}{\text{Si} + \text{Al} + \text{Fe} + \text{Mg}}$$

(глиноземистость).

Важнейшим параметром современных геохимических исследований являются кларковые, среднемировые концентрации, играющие в геохимии роль, аналогичную уровню Мирового океана при определении абсолютных высот в географии. Без знания кларковых концентраций невозможна оценка степени накопления или рассеяния химического элемента в горной породе. В настоящее время широко применяются две очень сходных шкалы кларковых концентраций элементов в горных породах земной коры, принадлежащих К.К. Таркяну – К.Х. Ведеполу [262] и А.П. Виноградову [24]. Автором использованы данные обеих шкал. В частности, для изучавшихся элементов принимались следующие уровни их кларковых концентраций в гранитоидах: F – 800, Lj – 40, Rb – 170, Be – 3, Sr – 300, Ba – 800, В – 15, Sn – 3, W – 1,5, Mo – 1, Zn – 50, Pb – 20 г/т.

Особое значение для проведенных исследований имели редкие элементы, концентрирующиеся в гранитоидах и получившие название гранитофильных [30]. Круг редких гранитофильных элементов долгое время оставался не совсем ясным, так же как и степень их концентрации в гранитах. Их пере-

чень установлен на основе анализа шкалы кларков [262], благодаря приведенным в ней данным отдельно для гранитов, богатых и бедных кальцием, которые соответствуют, исходя из содержаний основных петрогенных компонентов, среднему гранодиориту (67,5% SiO<sub>2</sub>, 3,85% Na<sub>2</sub>O, 3,00% K<sub>2</sub>O) и лейкогранитам-аляскитам (75% SiO<sub>2</sub>, 3,65% Na<sub>2</sub>O, 5% K<sub>2</sub>O), по Р. Дэли. Используя данные таблицы, был проведен анализ степени концентрирования элементов в лейкогранитах по отношению к гранодиоритам, показавший, что все химические элементы подразделяются на две большие группы — элементы, накапливающиеся в лейкогранитах, и элементы, концентрации которых в них понижаются. Для небольшой части элементов различий в концентрациях между гранодиоритами и лейкогранитами не устанавливается.

По степени концентрации в лейкогранитах элементы образуют следующий ряд (цифры отвечают отношению концентраций в лейкогранитах к концентрациям в гранодиоритах): 2 — Sn, Th; 1,8–1,5 — P, F, Cl, K, Li, Rb, Be, W, Hf; 1,3 — Mo, Pb; 1,2–1,1 — B, Zr, Y, Tb, Ta, Nb. Приведенный ряд почти без исключений соответствует понятию "гранитофильные элементы", которые концентрируются в гранитоидах. Одновременно этот ряд представляет элементы, формирующие эндогенное пневматолито-гидротермальное оруденение, сопровождающее гранитные интрузии, и объединяет в основном рудные и редкие элементы с литофильными свойствами, характеризующиеся относительно небольшими миграционными способностями. Показательно также, что в рассматриваемой группе элементов присутствуют летучие F, Cl, P, ведущая роль которых в формировании связанного с гранитами эндогенного оруденения отмечалась ранее.

Таким образом, на основе анализа статистически обоснованных кларковых концентраций, которые отвечают понятию усредненных результатов множества наблюдений [134], однозначно выявляется группа редких элементов, концентрирующихся в лейкогранитных образованиях и формирующих эндогенное оруденение, генетические связи которого с гранитоидами наиболее очевидны.

Точно так же из сопоставления уровней концентраций элементов в гранодиоритах и сиенитах, по данным К.К. Таркяна и К.Х. Ведеполя, выявляется группа редких элементов, концентрирующихся в щелочных и субщелочных гранитоидных породах (сиенитах и щелочных гранитах): 5–3 — Hf, Ba, Zr; 2 — Tb, Nb. Как видно, эта группа включает именно те элементы, которые формируют высокотемпературную эндогенную минерализацию (редкометалльно-редкоземельную), связанную с интрузиями щелочных и субщелочных гранитоидов.

Для количественной оценки степени редкометальности гранитов автором предложены и широко применяются *элементные формулы* и *индекс концентрации* (ИНК) [82, 83]. Элементная формула характеризует степень аномальности концентраций гранитофильных элементов в данной разновидности гранитов по отношению к кларковому уровню, выраженную в долях кларков. Ниже дается ее запись в общем виде для типичных редкометальных гранитов:

$$F \cdot a - Li \cdot b - Rb \cdot c - Be \cdot d - B \cdot e - Sn \cdot f - W \cdot g - \dots$$

$$Sr \cdot l - Ba \cdot m$$

В числителе формулы записаны (для наглядности через тире) накапливающиеся элементы, степень концентрации которых по отношению к кларковому уровню оценивается коэффициентами концентрации (КК, [16])  $a, b, c, \dots g > 1$ ; в знаменателе — рассеивающиеся элементы с концентрациями ниже кларкового уровня и значениями  $b, m, \dots < 1$ . Элементы с концентрациями, близкими к кларковому уровню ( $0,8 \leq \text{КК} \leq 1,2$ ), из формулы исключаются; порядок расположения элементов определяется значениями коэффициентов. Аналогичные формулы, но с более сложным расчетом коэффициентов с помощью специальной статистической программы ранее уже использовались автором для геохимической ранжировки гранитоидов и оценки степени их сравнительной рудоносности [86]. Сходный метод геохимического сопоставления гранитоидов предлагается в работе Г. Тишендорфа и др. [260].

Индекс концентрации (ИНК) рассчитывается на основе элементной формулы и представляет сумму избыточных по отношению к кларковому уровню относительных концентраций гранитофильных элементов, накапливающихся в данной разновидности гранитов, за вычетом суммы долей относительных концентраций, необходимых для достижения кларкового уровня содержаний рассеивающихся гранитофильных элементов (знаменатель формулы).  $\text{ИНК} = a + b + c + \dots + g - n$  (в долях кларков), где  $n$  — число участвующих в расчете ИНК гранитофильных элементов. Расчет проводился для постоянной группы гранитофильных редких и летучих элементов. Не относящиеся к гранитофильным Sr, Ba, Zn при расчете ИНК не учитывались, за исключением тех разновидностей гранитов, в которых содержания Sr и Ba заметно превышают кларковые. В этом случае относительные концентрации их при расчете ИНК вычитаются. ИНК может принимать отрицательное значение в гранитоидах, концентрации большинства гранитофильных элементов в которых относительно кларкового уровня понижены. Таким образом, ИНК представляет форму максимально свернутой информации о степени концентрирования элементов в данной разновидности гранитов, т.е. степени их редкометальности.

Важнейшим методологическим вопросом изучения редкоземельного состава горных пород является сопоставимость геохимических данных. Чрезвычайно низкие концентрации редких элементов ( $10^{-3} - 10^{-4}\%$ ) требуют постановки точных количественных аналитических методов. По мнению автора, некритическое использование на первых этапах применения методов геохимии в геологии результатов приближенно-количественного анализа без надлежащей его метрологической характеристики и оценки погрешности определений привело к известной дискредитации возможностей геохимических методов в геологических исследованиях.

Сопоставимость результатов в проведенных исследованиях достигалась систематическим применением хорошо отработанных и поставленных количественных аналитических методик с установленной погрешностью определений, практиковавшимся сопоставлением результатов геохимического изучения гранитоидов одного региона, полученных в разных лабораториях, и, наконец, работой по созданию аналитических стандартов гранитоидных пород, в которой автор принимает непосредственное участие с 1968 г. [178].

В связи с обсуждаемым вопросом показательны результаты сопоставле-

Таблица 1

Сопоставление результатов геохимического изучения гранитов Рудных Гор разными организациями

| Элемент    | Нейдек-Айбенштоцкий (Карловарский) массив                                       |   |  | Рудогорские граниты ГФ Рудных гор в целом                         |
|------------|---|---|--|---|
|            | Рудогорские граниты, ГФ   |   |  |   |
|            | Институт геохимии СО АН СССР, Иркутск (данные по пробам автора и М.И. Кузьмина) | Центральный геологический институт, Прага, (Klominaky, Absolonova, [232]) | Центральный геологический институт, Берлин, (Tischendorf, [257]) | Центральный геологический институт, Берлин, (Lange et al., [236]) |
| Na, %      | 2,1   | 2,1   | —  | 2,6   |
| K          | 3,8   | 3,8   | —  | 3,8   |
| F          | 0,34  | 0,34  | 0,34   | 0,56  |
| Li, г/т    | 370   | 325   | 370  | 410   |
| Rb         | 585   | 645   | —  | 900   |
| Be         | 12  | 14  | 18(12–28)  | 10  |
| Sr         | 40  | 30  | —  | 15  |
| Ba         | 150   | 70  | —  | 100   |
| B          | 42  | —   | 40   | 32  |
| Sn         | 37  | 35  | 27(20–37)  | 23  |
| W          | 15  | —   | —  | 11  |
| Pb         | 12  | —   | —  | 20  |
| Число проб | 9   | 70  | 42   | 48  |

ния данных по гранитам Рудных Гор, опробовавшихся и анализировавшихся тремя разными организациями.

В 1970 г. автором совместно с М.И. Кузьминым при содействии чехословацких коллег из Геологического института ЧС АН (Прага) было проведено выборочное геохимическое опробование рудогорских рудоносных гранитов Нейдек-Айбенштоцкого (Карловарского) массива [55]. Позднее массив был опробован по керну сети скважин сотрудниками Центрального геологического института (Прага), в лабораториях которого пробы анализировались [232]. Со стороны ГДР граниты Айбенштоцкой половины массива геохимически изучены Г. Тишендорфом (Центральный геологический институт, Берлин [256]). Наконец, в этом же институте получена позднее общая средняя геохимическая характеристика рудогорских гранитов [236]. Приведенные в табл. 1 данные позволяют сделать несколько важных заключений.

Почти идеальное совпадение результатов свидетельствует о достижении аналитическими лабораториями необходимой высокой точности аналитических определений, позволяющей вести геохимические исследования на современном научном уровне. Наблюдающиеся расхождения (Be, Sn) не существенны, поскольку не выходят за пределы доверительных интервалов средних концентраций, рассчитанных Г. Тишендорфом (указаны в скобках). Данные таблицы показывают представительность геохимического

опробования, проведенного автором совместно с М.И. Кузьминым, что свидетельствует о принципиальной объективности геохимической информации, получаемой по гранитам отдельных массивов. Еще более показательным совпадением с данными Г. Тишendorфа, полученными по северной половине массива. Вместе с тем заметное отличие средней геохимической характеристики рудогорских гранитов от данных по Нейдек-Айбенштокскому массиву показывает известное непостоянство геохимической характеристики гранитов одного комплекса (рудогорского) в пределах разных массивов.

Данные табл. 1 являются хорошей иллюстрацией при постановке вопроса о количестве образцов (проб), необходимом для получения представительных результатов петрографических и геохимических исследований [119]. Согласно статистической оценке А.А. Беуса [15], представительное число геохимических проб составляет 20–30; Н.Н. Амшинский [1] определяет его 12 пробами, но увеличенного объема (2–2,5 кг), состоящими из отдельных штуфов с площади 100 м<sup>2</sup>. Наконец, К. Меннерт [119] определяет минимальное количество проб, позволяющее получить статистические характеристики распределения концентраций, равным 20. Очевидно, последняя цифра является оптимальной.

#### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

**Полевое изучение и опробование.** Гранитоидные породы занимают значительные площади, поэтому в основном применялось изучение гранитных массивов по отдельным разрезам (профилям), пересекающим главные разновидности слагающих массивы гранитоидов. Шаг опробования определялся размерами массивов и степенью изменчивости слагающих их пород. Во всех случаях учитывалась необходимость получения достаточно представительной петролого-геохимической характеристики разновидностей гранитоидов, в связи с чем минимальное желательное количество проб было определено приближающимся к десяти. В большинстве случаев это позволяло получить по главным разновидностям гранитоидов одного комплекса представительную петролого-геохимическую характеристику, основанную на 20–30 и более пробах. Вместе с тем сравнительная трудоемкость аналитических работ во многих случаях ограничивала объем геохимического опробования второстепенных разновидностей.

Группировка проб по фазовым и фациальным разновидностям осуществлялась по данным геологических наблюдений и обязательного петрографического изучения шлифов по образцам, представляющим геохимические пробы.

Вес пробы составлял в среднем 0,7–1 кг. Пробы измельчались до 0,3–0,2 мм на щековой и валковой дробилках, квартовались и истирались в агатовой ступке на истирателе СМБМ. Для определения содержаний наиболее трудоемких в аналитическом отношении элементов практиковалось составление сборных проб, приготавливавшихся путем соединения равных частей геохимических проб, представляющих конкретную разновидность гранитоидов.

Параллельно с изучением химического и редкоэлементного состава гранитоидов проводилось подробное изучение состава их слюд [87] как наи-

более информативных минералов для поставленных целей определения сравнительной рудоносности гранитоидов [77, 87]. В связи с большой трудоемкостью выделения слюдяных фракций желательное минимальное количество их для разновидности гранитов определялось тремя фракциями.

**Аналитические работы.** Все геохимические пробы анализировались в лабораториях Института геохимии им. А.П. Виноградова аналитиками кандидатами наук Л.Л. Петровым, А.И. Кузнецовой, Е.С. Костюковой, Е.С. Смирновой, Э.Я. Огневой, Т.Н. Гуничевой, аналитиками-методистами Д.Х. Николаевой, Л.Н. Матвеевой, Г.С. Гормашовой, А.Д. Глазуновой, В.Н. Смирновым с помощью специальных количественных методик (со средним квадратичным отклонением определений, не превышающим 20%) на содержании 13 химических элементов (Na, K, F, Li, Rb, Be, Sr, Ba, B, Sn, W, Zr, Pb), выбор которых определяется принадлежностью большинства из них к типичным гранитофильным. В сборных пробах определялись концентрации Nb, Zr, Hf, Y, редкоземельных элементов (La, Ce, Nd, Yb), сидерофильных (V, Cr, Ni, Co), Mo. Широко применялся рентгеноспектральный силикатный анализ на отечественном рентгеновском квантометре ФРК-11. Проведено изучение химического и редкоэлементного состава около 300 фракций слюд.

4332  
Статистическая обработка аналитических данных. Результаты статистической обработки геохимических данных приведены в ранее опубликованных монографиях [86, 87], что избавляет от необходимости их дублирования в настоящей работе. Статистическая обработка включала вычисление статистических оценок средних концентраций, их доверительных интервалов с 90%-ным уровнем значимости, оценок среднеквадратичного отклонения и коэффициентов вариации средних концентраций. Оценка соответствия распределения концентраций нормальному или логнормальному законам распределения проводилась по значениям постоянных Пирсона [196]. Проведены также кластер-анализ состава слюд [87] и статистическая ранжировка разновидностей гранитоидов по характерным для них элементным ассоциациям по специальной программе [49]. Проведенный комплекс статистической обработки показал, что в 90% случаев распределение концентраций породообразующих и редких элементов в изучавшихся разновидностях гранитоидов не противоречит нормальному закону распределения; значения коэффициента вариации содержаний главных петрогенных элементов составляют 20% и менее, содержаний редких элементов — 30—50%, редко выше. Это свидетельствует о достаточно высокой представительности среднеарифметических значений концентраций, широко использованных при геохимическом анализе и составлении гранитоидов в настоящей работе.

## ГЕОХИМИЯ И РУДОНОСНОСТЬ ГРАНИТОИДОВ ЗАБАЙКАЛЬЯ

## МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Забайкалье является одной из наиболее хорошо изученных редкометалльных провинций, редкометальное оруденение которой связано с позднепалеозойским-мезозойским внегеосинклинальным гранитным магматизмом. Согласно общепризнанной металлогенической схеме академика С.С. Смирнова [158, 159], размещение оруденения контролируется тремя металлогеническими поясами (субпровинциями). Оловянно-вольфрамовый пояс включает Центральное и Восточное Забайкалье и протягивается в субширотном направлении на тысячу километров от бассейна р. Менза на западе до слияния рек Шилки и Аргуни на востоке. На территории пояса размещается подавляющее большинство оловянно-вольфрамовых рудопроявлений и все месторождения (рис. 1).

В южной части Восточно-Забайкальского региона выделяется более локальный полиметаллический (Приаргунский) металлогенический пояс, где сосредоточено основное полиметаллическое оруденение Забайкалья. Площади оловянно-вольфрамового и полиметаллического поясов в Восточно-Забайкальском регионе значительно перекрываются.

В северной части Восточно-Забайкальского региона С.С. Смирновым был выделен молибденово-золотой пояс. Границей между оловянно-вольфрамовым и молибденово-золотым металлогеническими поясами служит зона Монголо-Охотского глубинного разлома — субширотного планетарного линеамента, сочленяющегося на востоке с областью Тихоокеанского подвижного пояса. Монголо-Охотский линеament разграничивает области протерозойско-каледонской складчатости Западного и Северо-Восточного Забайкалья (молибденово-золотой пояс) и герцинской-киммерийской складчатости Центрального и Восточного Забайкалья (оловянно-вольфрамовый пояс). Первоначально молибденово-золотой пояс [159] включал только северную часть Восточно-Забайкальского региона. В настоящее время представления о поясе существенно уточнены. Профилирующим оруденением в его пределах остается молибденовое. Отклонения от схемы С.С. Смирнова связаны главным образом с новыми данными о распространении золотого оруденения, размещение которого контролируется более сложными региональными закономерностями [67]. Поэтому пояс правильнее именовать молибденовым; это название сохраняется за ним в дальнейшем изложении. Исследования последних десятилетий свидетельствуют о значительном продолжении молибденового пояса в юго-западном направлении. Практически его большая часть размещается в Западном Забайкалье

(см. рис. 1), где наряду с молибденовым существенную роль играет вольфрамовое и редкометальное оруденение. Это согласуется с изначальными положениями С.С. Смирнова, который подчеркивал, что ни один из поясов не является запретной территорией в отношении обнаружения оруденения, типичного для мезозойской металлогении [159].

#### ГРАНИТОИДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ОЛОВЯННО-ВОЛЬФРАМОВОГО ПОЯСА

Тесная пространственная связь оловянно-вольфрамового оруденения в Забайкалье с гранитными интрузиями стала очевидной после опубликования широко известной сводки О.Д. Левицкого по вольфрамовым месторождениям региона [105].

Схема формационного расчленения магматитов и геолого-петрологические характеристики гранитоидных комплексов Забайкалья впервые в обобщенном виде были изложены в монографии авторского коллектива ВСЕГЕИ [64].

В последнее десятилетие под влиянием новых представлений об областях тектоно-магматической активизации и особенностях их металлогении [92, 200] взгляды о принадлежности мезозойских гранитоидных комплексов Забайкалья к внегеосинклинальному типу магматизма стали доминирующими, хотя еще сравнительно недавно развитие большинства из них связывалось с инверсионной позднегерцинской стадией варисского геосинклинального цикла. Это оказало определенное влияние на уточнение формационного расчленения гранитоидов [140], хотя основы первоначальной схемы не изменились.

Территория оловянно-вольфрамового пояса Забайкалья (область герцинской складчатости) подразделяется на несколько структурно-формационных зон [31, 166, 167], различающихся историей геологического развития (см. рис. 1). Западная, Даурская зона характеризуется наиболее интенсивным гранитоидным магматизмом, относящимся к позднегерцинской стадий и главным образом к начальному периоду мезозойской тектоно-магматической активизации. На территории зоны резко доминируют раннемезозойские гранитоиды наряду с широким развитием средне-мезозойских. Осадочные терригенные образования палеозойского возраста распространены ограниченно. Восточнее Даурской зоны располагается Агинская структурно-формационная зона. Ее территория сложена зеленосланцевыми породами ононской свиты докембрия (восточная часть) и терригенными отложениями пермо-триаса (западная часть), прорванными в период мезозойской тектоно-магматической активизации отдельными гранитными интрузиями.

К востоку от Агинской зоны располагается Аргунская. В ее центральной части выделяется Газимурская структурно-формационная подзона, соответствующая юрскому морскому прогибу и характеризующаяся развитием терригенных и эффузивно-кластических толщ юрского возраста [76], прорванных многочисленными мезозойскими гранитоидными интрузиями. Периферические области Газимурской подзоны характеризуются широким развитием позднепалеозойских гранитоидов. В южной части Аргунской зоны выделяется Урулюнгуевская подзона нижнепалеозойской консолидации, сложенная преимущественно протерозойскими гранитоидами. Вдоль Монго-

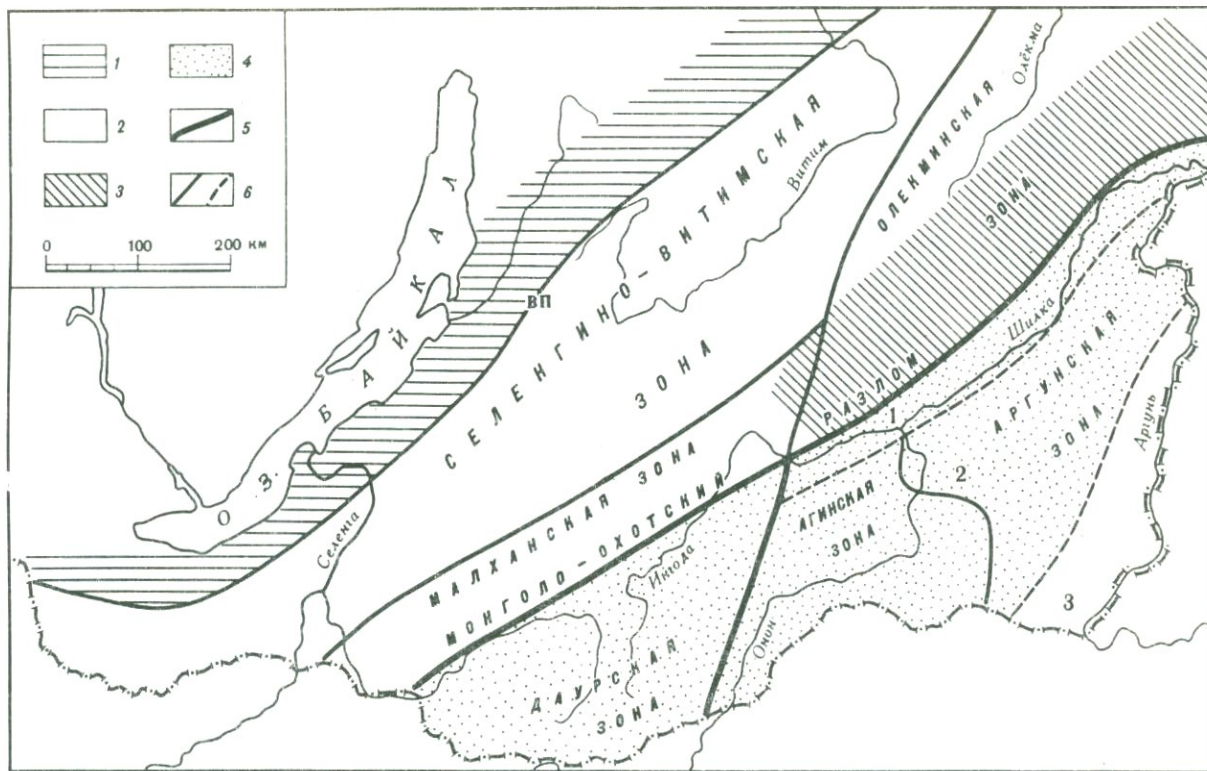


Рис. 1. Металлогеническое и структурно-формационное районирование Забайкалья

1 – область протерозойской складчатости; 2 – область каледонской складчатости Западного и Северо-Западного Забайкалья; 3 – молибденово-золотой пояс по С.С. Смирнову в области каледонской складчатости; 4 – оловянно-вольфрамовый пояс Центрального и Восточного Забайкалья (область герцинской складчатости); 5 – глубинные разломы; 6 – границы структурно-формационных зон; ВП – редкометалльная субпровинция юга Витимского плоскогорья; цифры на схеме – структурно-формационные подзоны Аргунской зоны: 1 – Пришилкинская, 2 – Газимурская, 3 – Урулюнгуевская

ло-Охотского линеймента выделяется Пришилкинская подзона мезозойских прогибов, характеризующаяся интенсивным проявлением мезозойского гранитного магматизма.

Главные гранитоидные комплексы оловянно-вольфрамового пояса Забайкалья на основе данных о их геологии и составе [23, 31, 64], сопровождающем оруденении [6, 7, 57, 105] и геохимических особенностях [86, 87, 197] по генетическим признакам объединены в четыре формационные группы (табл. 2).

1. Гранодиорит-гранитная батолитовая формационная группа включает три комплекса крупных батолитовых интрузий: ундинский (верхнеундинский) верхнепалеозойский, даурский пермо-триасовый и кыринский триас-среднеюрский, гранитоиды которых в пределах оловянно-вольфрамового пояса пользуются наибольшим распространением. Из них ундинский и даурский комплексы связываются с завершающей стадией герцинского орогенеза, а кыринский комплекс — с начальным периодом мезозойской тектономагматической активизации. Массивы комплексов характеризуются типичными признаками мезоабиссальных батолитов: согласным залеганием с генеральным северо-восточным направлением складчатости, при явно дискордантных местных взаимоотношениях с вмещающими породами; интрузивными, рвущими контактами с песчано-сланцевыми породами палеозоя, с явлениями их ороговикования при наличии одновременно гранитизированных участков постепенных переходов в зонах контактов с древними гранитоидами, гнейсами и гранитогнейсами. Иными словами, батолитовым интрузиям свойственна противоречивость фактических данных о их геологических взаимоотношениях с вмещающими породами, отражающая разные условия формирования гранитов на разных уровнях глубинности интрузий и являющаяся прямым и очевидным следствием их значительной вертикальной протяженности (мощности), которая относится к одному из самых существенных геологических признаков батолитов. В случае преимущественно гранитного состава батолитов их значительная мощность фиксируется крупными и интенсивными отрицательными аномалиями силы тяжести, как это наблюдается в Даурской зоне Центрального Забайкалья [118]. Труднее судить о вертикальной протяженности гранодиоритовых батолитов, для которых отрицательные аномалии силы тяжести выражены слабо.

2. Гнейсогранитная формационная группа Забайкалья включает три разновозрастных комплекса сходного генезиса: урулюнгуевский протерозойский, цаган-олуевский среднепалеозойский и борщовочный мезозойский (табл. 2). Гранитоиды группы образуют крупные гнейсогранитные купольные или валообразные поднятия. Главными их особенностями являются обычная отчетливая огнейсованность, включая поздние, в том числе жильные, дифференциаты, и резкое преобладание в составе комплексов биотитовых гранитов при широком развитии лейкогранитов, включая их двуслюдяные, с мусковитом, разнородности. Несмотря на эти особенности состава, массивы группы фиксируются лишь слабыми отрицательными гравитационными аномалиями, а часть массивов ими вообще не сопровождается [112, 118]. Это свидетельствует о небольшой мощности гранитов и лейкогранитов, образующих, очевидно, лишь маломощные пластообразные залежи в прикровлевых купольных частях массивов, которые таким образом, не-

Таблица 2

Формационные группы гранитоидов оловянно-вольфрамового металлогенического пояса Забайкалья

| Формационная группа                     | Формация                      | Комплекс, возраст  | Главная фаза (ГФ)  |
|---|-------------------------------|--|--|
| 1                                       | 2                             | 3  | 4  |
| Гранодиорит-гранитная (батолитовая)     | Гранит-гранодиоритовая        | Удинский, С <sub>3</sub> – Р   | Крупные (1000–7000 км <sup>2</sup> ) мезоабиссальные батолитовые массивы гранодиоритового состава  |
|   |                               | Даурский Р–С <sub>3</sub> ?; Т–J <sub>2</sub>                          | Крупные (1000–5000 км <sup>2</sup> ) мезоабиссальные батолитовые массивы гранодиоритового (даурские) и гранодиорит-гранитного состава                    |
| Гнейсогранитная                         | Гранитовая                    | Урулюнгуевский, РR   | Крупный (1500 км <sup>2</sup> ) батолитоподобный массив огнейсованных и катаклазированных гранитов   |
|   |                               | Цаган-Олуевский, РZ <sub>1–2</sub>                                     | Крупные батолитоподобные (500–1200 км <sup>2</sup> ) массивы гранодиоритогнейсов, гранитогнейсов, гнейсогранитов   |
|   | Гранитовая                    | Борщовочный, J <sub>2</sub> –J <sub>3</sub>                            | Крупные и средние (2500–200 км <sup>2</sup> ) батолитоподобные массивы огнейсованных гранитов  |
| Адамеллит-лейкогранитная редкометальная | Гранит-лейкогранитовая        | Харалгинский J <sub>2</sub> –J <sub>3</sub>                            | Средние и мелкие (200–5 км <sup>2</sup> и менее) гипабиссально-приповерхностные массивы ультракислых лейкогранитов                                       |
|   |                               | Асакан-Шумиловский, J <sub>1</sub> –J <sub>2</sub> –J <sub>3</sub> (?) | Мелкие и средние (до 500 км <sup>2</sup> ) мезоабиссально-гипабиссальные массивы лейкогранитов   |
|   |                               | Кукульбейский, J <sub>2</sub> –J <sub>3</sub>                          | Средние и мелкие (300–10 км <sup>2</sup> и менее) массивы биотитовых адамеллитов и лейкогранитов   |
| Монцонитовая                            | Габбро-граносиенит-гранитовая | Акатуевский J <sub>2</sub> –J <sub>3</sub>                             | Средние и мелкие (20–3–1 км <sup>2</sup> ) гипабиссальные и гипабиссально-приповерхностные массивы монцогаббрового, монцодиорит-граносиенитового состава |

| Поздние дифференциаты (ФДИ, ЗФ)  | Сопровождающее оруденение  | Структурно-формационная зона, регион          |
|--|--|---|
| 5  | 6  | 7   |
| Крупные (до 600 км <sup>2</sup> ) и мелкие массивы мелко-среднезернистых биотитовых гранитов ФДИ; мелкие (до 20 км <sup>2</sup> ) массивы лейкогранитов ЗФ | Неизвестно   | Восточно-Забайкальский регион                 |
| Крупные, средние (1000–300 км <sup>2</sup> ) и мелкие массивы мелкосреднезернистых биотитовых и лейкократовых гранитов ФДИ                                 | Бедные: пегматиты с касситеритом, грейзеновое касситерит-кварцевое, молибденит-кварцевое, с отдельными массивами ФДИ                                   | Даурская зона                                 |
| Мелкие жильные тела мелко-среднезернистых гранитов, пегматоидные шпильеры  | Практически неизвестно   | Восточно-Забайкальский регион                 |
| Пластовые тела и дайки мелко-среднезернистых огнейсованных гранитов, аплитов, аплит-пегматитов   | Неизвестно   | Восточно-Забайкальский регион                 |
| Пластовые тела мелкосреднезернистых биотитовых, двуслюдяных огнейсованных гранитов и лейкогранитов ФДИ, пегматиты  | Пегматиты с бедной редкометальной минерализацией   | Агинская зона и Восточно-Забайкальский регион |
| Небольшие тела мелко-среднезернистых лейкогранитов ФДИ. Дайки кварцевых порфиров (эльванов) ЗФ (редко)   | Редкометальные грейзены, вольфрамит-касситерит-кварцевое и касситерит-сульфидное, со всеми массивами   | Даурская зона, восточная часть                |
| Мелкие тела и дайки субщелочных лейкогранитов и фельзит-порфиров (онгонитов) ЗФ  | Редкометальные грейзены, касситерит-вольфрамит-кварцевое, с большинством массивов  | Даурская зона, западная часть                 |
| Мелкие (1–2 км <sup>2</sup> ) штоки амазонитовых гранитов, дайки и субвулканические тела кварцевых порфиров и фельзит-порфиров (онгонитов, эльванов) ЗФ    | Редкометальные пегматиты, редкометальные апограниты и грейзены, вольфрамит-касситерит-кварцевое, касситерит-сульфидное, практически со всеми массивами | Агинская зона, Восточно-Забайкальский регион  |
| Небольшие тела граносиенитов и граносиенит-порфиров ЗФ   | Полиметаллическое, золотое (?), с отдельными массивами   | Восточно-Забайкальский регион                 |

Таблица 2 (окончание)

| 1 | 2                      | 3   | 4   |
|---|------------------------|---|---|
|   | Диорит-гранодиоритовая | Шахтаминский,<br>J <sub>2</sub> -J <sub>3</sub> | Средние и мелкие (250-50-8 км <sup>2</sup> ) гипабиссальные массивы и штоки монцогаббрового, монцонитового и гранодиоритового состава |
|   |                        | Сохондинский,<br>J <sub>1</sub> -J <sub>2</sub> | Субвулканические гипабиссально-приповерхностные массивы (300-100 км <sup>2</sup> ) дацит-трахидацитового состава                      |
|   | Гранодиорит-гранитовая | Сретенский (Амуджикано-Сретенский)              | Мезоабиссально-гипабиссальные массивы (до 250 км <sup>2</sup> ) гранодиоритового и гранитного состава                                 |

смотря на большие размеры, принципиально отличаются от типичных батолитовых интрузий резко сокращенной мощностью (батолитоподобные массивы). Другая особенность интрузий гнейсогранитной группы состоит в широко проявленной экзоконтактовой калишпатизации (гранитизации) интрузируемых гранитами вмещающих кластических толщ, включая мезозойские [156], при их умеренном ороговиковании, что должно было бы рассматриваться как свидетельство мезоабиссальности интрузий, тогда как оценка мощности палеокровли для части из них [181] показывает гипабиссальные условия формирования.

3. Адамеллит-лейкогранитная редкометальная формационная группа объединяет асакан-шумиловский, харалгинский и кукульбейский юрские комплексы периода мезозойской активизации региона, представленные типичными гипабиссальными интрузиями адамеллит-лейкогранитного состава размером от десятков до 300 км<sup>2</sup>, сопровождающимися однотипным олово-вольфрам-редкометальным оруденением, определяющим металлогению оловянно-вольфрамового пояса. Те интрузии группы, которые залегают в песчано-сланцевых породах разного возраста, окружены интенсивными экзоконтактовыми ореолами ороговикования, подчеркивающими их гипабиссальность. В гравитационном поле массивы редкометальной группы выделяются локальными, но контрастными отрицательными аномалиями, свидетельствующими об ограниченных размерах интрузий и преобладании адамеллитов-лейкогранитов по крайней мере до глубины 2-4 км от их кровли.

4. Монцонитовая (монцогаббро-монцонит-гранодиорит-гранитная) формационная группа объединяет юрские интрузивные комплексы этапа мезозойской активизации, в составе которых преобладают породы повышенной основности (гранодиориты) и калиевости, что и определило название группы. Интрузии (до 300 км<sup>2</sup>) носят отчетливо гипабиссальный характер, который устанавливается по явлениям закалки пород в зонах эндоконтактов, хотя в силу повышенной основности интрузий образование экзокон-

| 5   | 6   | 7   |
|---|---|---|
| Небольшие тела и дайки субщелочных гранитов, граносиенит-порфириров, гранит-порфириров ЗФ | Золото-кварцевое, молибденит-кварцевое, с отдельными массивами    | Агинская зона, Восточно-Забайкальский регион      |
| Мелкие массивы, штоки, дайкообразные тела гранитов и гранит-порфириров ЗФ                 | Небогатое касситерит-кварцевое с шеелитом, с отдельными телами ЗФ | Даурская зона, восточная часть                    |
| Штоки, дайкообразные тела и дайки гранодиорит-порфириров и гранит-порфириров              | Золотое, молибденит-кварцевое, с частью массивов                  | Восточно-Забайкальский регион, Пришилкинская зона |

тактовых ореолов ороговикования для них не характерно. Генетическое единство интрузий монцонитовой группы, включая лейкогранитные дифференциаты, проявляется в их отличном от редкометальной группы металлогеническом профиле — часть массивов монцонитовой группы сопровождается молибденовым, полиметаллическим, реже сопутствующим золотым оруденением. Диорит-гранодиоритовый состав интрузий, соответствующий составу среднего, диорит-метаморфического слоя земной коры Забайкалья, определяет отсутствие связанных с этими интрузиями отрицательных гравитационных аномалий.

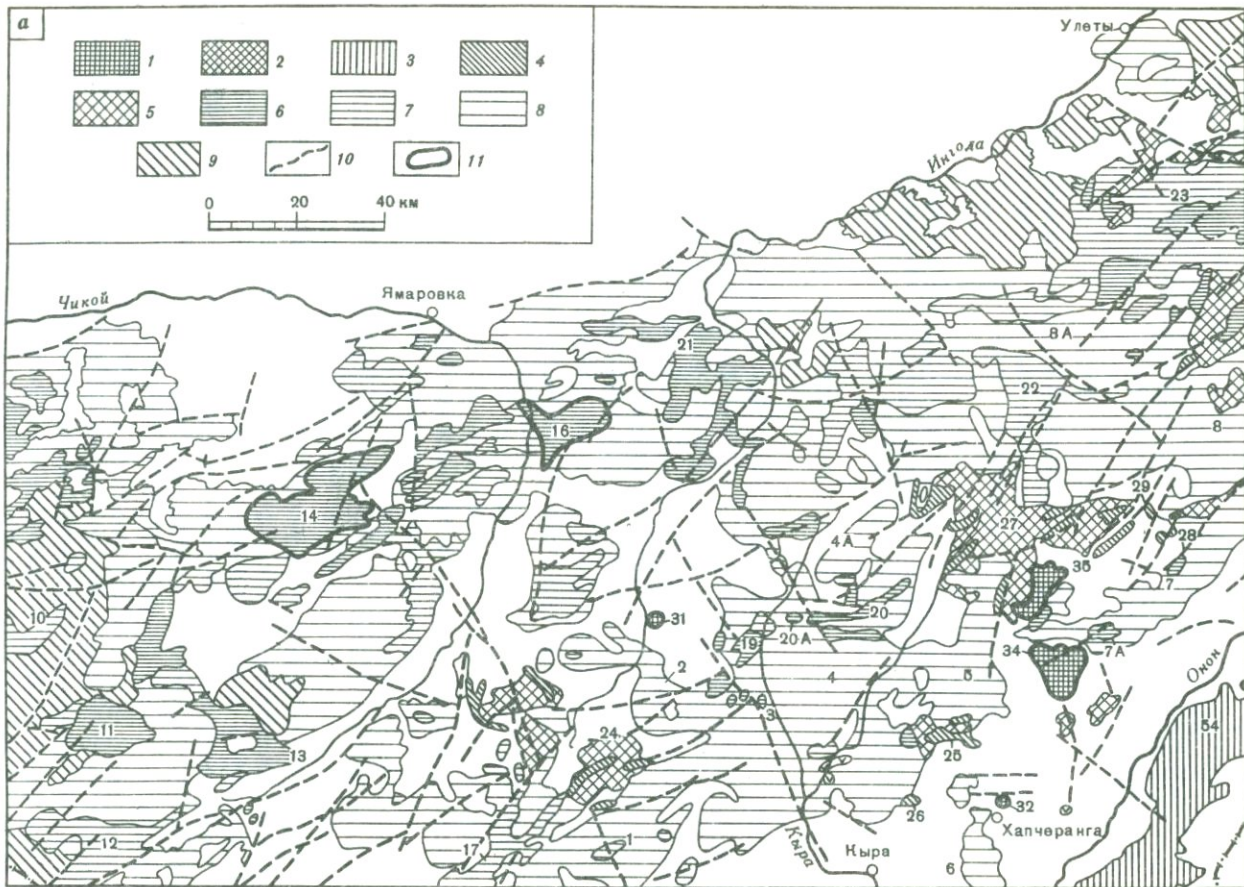
### Гранодиорит-гранитная (батолитовая) формационная группа Центрального и Восточного Забайкалья

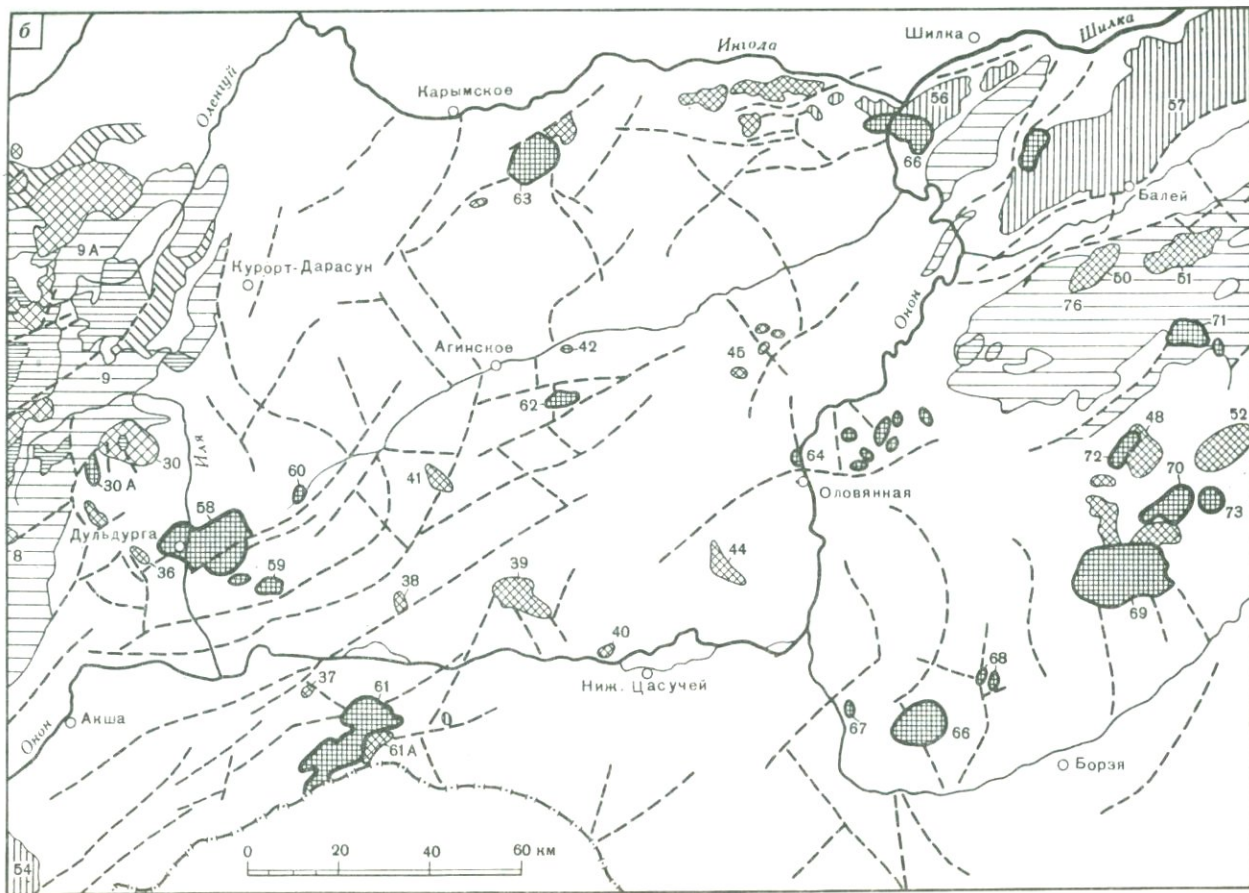
#### Распространенность и краткая геологическая характеристика гранитоидов группы

Группа объединяет гранитоиды батолитовых интрузий ундинского комплекса Аргунской зоны и даурского с кыринским комплексов Даурской зоны Центрального Забайкалья (рис. 2).

Гранитоиды *ундинского комплекса* слагают 17 000 км<sup>2</sup>, что составляет около 23% территории Аргунской зоны, в центральной части которой выделяется самый крупный (7500 км<sup>2</sup>) Верхнеундинский массив комплекса (рис. 2, в, № 77). Его западным продолжением является Ундинский массив (№ 76, 2000 км<sup>2</sup>). В Приаргунье выделяются крупные Калганский (№ 79, около 1000 км<sup>2</sup>) и Кадаинский (№ 81, 700 км<sup>2</sup>) массивы и ряд более мелких. Гранитоиды комплекса широко развиты также в восточной части зоны.

Нижняя возрастная граница ундинского комплекса определяется прорыванием его гранитоидами песчано-сланцевых толщ девона и карбона, возраст последовательных дифференциатов изменяется от 280 до





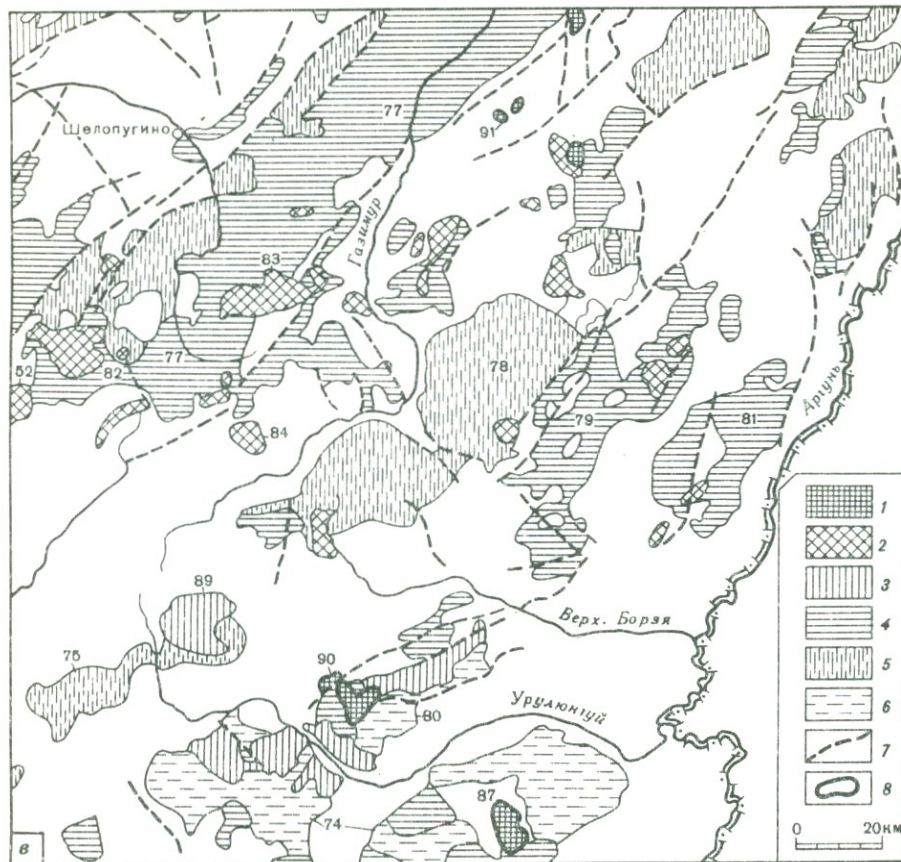


Рис. 2. Схема размещения массивов гранитоидных формаций в Центральном и Восточном Забайкалье (оловянно-вольфрамовый пояс)

*а* – Даурская структурно-формационная зона;  
*б* – Агинская структурно-формационная зона  
 1 – харалгинский (Даурская зона) и кукульбейский (Агинская зона) комплексы: лейкограниты, адамеллиты; 2 – шахтаминский (Агинская зона) комплекс: монцогаббро, монциониты, гранодиориты; 3 – борщовочный (Агинская зона) комплекс: граниты биотитовые и лейкократовые; 4, 5 – сохондзинский (Даурская зона) комплекс: 4 – граниты биотитовые и гранит-порфиры ЗФ, 5 – дациты, гранодиорит-порфиры ГФ; 6–8 – даурский, кыринский и асакан-шумиловский (Даурская зона), ундинский (Аргунская зона): 6 – лейкограниты ФДИ даурского и кыринского комплексов (жирным контуром обведены массивы редкометальных гранитов асакан-шумиловского комплекса), 7 – граниты биотитовые ФДИ даурского и кыринского комплексов, 8 – гранодиориты и граниты ГФ даурского и кыринского комплексов, гранодиориты и граниты ГФ и ФДИ ундинского комплекса; 9 – гранитоиды палеозойские (Даурская зона); 10 – главные разрывные нарушения; 11 – контуры редкометальных интрузий  
*в* – Аргунская зона  
 1 – кукульбейский комплекс: адамеллиты, лейкограниты; 2 – шахтаминский, акатуевский и амуджикано-сретенский комплексы: монцогаббро, монциониты, гранодиориты, граниты; 3 – борщовочный комплекс: граниты биотитовые и лейкократовые; 4 – ундинский комплекс: гранодиориты, граниты; 5 – цаган-олуевский комплекс: гранитоидные и гнейсограниты; 6 – урулюнговский комплекс: гнейсограниты и граниты биотитовые катаклазированные; 7 – главные разрывные нарушения (по И.Г. Рутштейну, В.В. Старченко); 8 – контуры редкометальных интрузий. Цифры на схеме – номера массивов и участков

200 млн. лет [78]. В большей своей части гранитоиды комплекса перекрываются юрскими терригенными толщами и только в отдельных участках контактируют с древними гранитогнейсами, представляющими, очевидно, цаган-олуевский среднепалеозойский комплекс гнейсогранитной формационной группы. Наряду с тектоническими контактами ундинских гранитоидов с гранитогнейсами, фиксируются участки вероятных постепенных переходов, связывающих тоналиты внешней зоны Верхнеундинского батолита с вмещающими их полосчатыми гранитогнейсами (северная зона контакта Верхнеундинского массива, бассейн р. Туров). Таким образом, вероятно, цаган-олуевские гранитогнейсы образуют внешний более древний гранитогнейсовый чехол батолитовых массивов ундинского комплекса.

Массивы комплекса в подавляющей своей части сложены гранитоидами главной фазы, представленными несколькими разновидностями. Ундинский массив сложен крупнозернистыми неомогенными гранодиоритами с такситовым, ступковым распределением темноцветных и теньвыми текстурами, свидетельствующими о происхождении гранодиоритов в результате гранитизации и неполного плавления древних метаморфогенно-осадочных образований и указывающими на автохтонно-параавтохтонный характер массива.

Верхнеундинский массив сложен более гомогенными разновидностями гранитоидов и отчетливо дифференцирован: северная краевая зона его сложена крупнозернистыми тоналитами-гранодиоритами, содержащими 16% биотита и 4% роговой обманки (газимурские); в центральной части распространены порфиридные гранодиориты, содержащие 1–2% роговой обманки и 5–7% биотита (верхнеундинские); в западной части выделяются участки параавтохтонных биотитовых (с роговой обманкой) лейкогранитов, связанных с гранодиоритами главной фазы постепенными переходами. Поздние фазы батолита представлены крупными и небольшими массивами мелко-среднезернистых биотитовых гранитов и лейкогранитов ФДИ и мелкими массивами аллохтонных лейкогранитов ЗФ. Массивы мелко-среднезернистых гранитов ФДИ связаны с вмещающими гранодиоритами ГФ зонами характерных быстрых постепенных переходов [78], прорывая гранитоиды ГФ. Крупные массивы ФДИ, в свою очередь, дифференцированы: их краевые зоны сложены биотитовыми гранодиоритами, сменяющимися в центральной части массивов биотитовыми гранитами и лейкогранитами.

В Приаргунье массивы ундинского комплекса сложены крупнозернистыми роговообманково-биотитовыми гранодиоритами-граносиенитами (№79), содержащими многочисленные ксенолиты основного состава.

В целом, гранодиориты слагают около 95% общей площади распространения, причем гранитов ФДИ – 5–7%, а лейкограниты ЗФ и ФДИ слагают не более 3% площади Верхнеундинского батолита.

Вторым крупным регионом развития интрузий гранодиорит-гранитной формации группы в пределах оловянно-вольфрамового пояса является Даурская зона, около 50% площади которой сложено гранитоидами батолитовых массивов *даурского и кыринского комплексов*.

Даурские гранитоиды выделяются преимущественно в северо-западной половине Даурской зоны, интрузии кыринских гранитоидов распро-

странены в восточной и юго-восточной ее половине. В геологическом пространстве интрузии комплексов тесно совмещены; согласно В.В. Старченко [167], даурские гранитоиды "чаще сохранялись в виде ксенолитов среди более молодых гранитоидов". Гранитоиды обоих комплексов слагают крупные (до нескольких тысяч квадратных километров) тела грубо овальной формы северо-восточного удлинения, соответствующего генеральному направлению герцинской складчатости. Вместе с тем интрузии отчетливо дискордантны по отношению к вмещающим песчано-сланцевым породам палеозоя и триаса, и оси батолитов образуют острые углы с осями герцинской складчатости [167], что указывает на их позднеорогенный-посторогенный характер.

Песчано-сланцевые породы палеозоя в зонах контактов с даурскими гранитоидами нередко интенсивно гранитизированы. В зонах контактов с кыринскими гранитами песчано-сланцевые породы карбона и триаса, как правило, ороговикованы, а явления их гранитизации не характерны. Поэтому можно предполагать более глубинный характер даурских интрузий по отношению к кыринским. Это подтверждается наличием среди массивов кыринского комплекса типичных дискордантных трещинных интрузий, поперечных к генеральному северо-восточному направлению складчатости, интенсивное ороговикование вокруг которых триасовых песчано-сланцевых пород свидетельствует об условиях становления, приближающихся к гиабиссальным (см. рис. 2, а, № 6, Хамаро-Тыринский массив). Продолжавшееся в раннеюрское время развитие интрузий кыринского и, вероятно, даурского комплексов, связанное с периодом тектоно-магматической активизации, завершилось формированием крупных и мелких (10–200 км<sup>2</sup>) трещинных массивов ФДИ, распространенных среди гранитов ГФ на всей громадной территории Даурской зоны (см. рис. 2, а). Характерно размещение пластовых тел ФДИ в апикальных участках массивов ГФ и зонах их контактов с вмещающими песчано-сланцевыми породами палеозоя. Тела ФДИ обычно сопровождаются экзоконтактной калишпатизацией вмещающих их гранитоидов ГФ [98, 204]. Частью исследователей массивы ФДИ ранее относились к третьей интрузивной фазе кыринского комплекса, другие авторы [191] большую часть массивов этих гранитов включали в состав рудоносного харалгинского комплекса (редкометалльная формационная группа). Проведенными исследованиями установлено петролого-геохимическое единство объединяемых в ФДИ гранитов и их несомненное геохимическое сходство с гранитоидами ГФ кыринского и даурского комплексов, в которых массивы ФДИ залегают [86]. В целом массивы ФДИ слагают около 1/4 общей площади распространения даурских и кыринских гранитоидов.

Абсолютный возраст гранитов ФДИ обычно близок возрасту вмещающих гранитоидов ГФ. Большинство определений попадает в интервал 180–160 млн. лет, для части образцов фиксируется возраст в 150–130 млн. лет.

Даурская зона характеризуется широким распространением мелких участков оловянной минерализации, сопутствующей молибденовой и сульфидной, среди которых преобладают проявления грейзенового и жильного типов касситерит-кварцевой формации [66]. Часть из них связывается с интрузиями редкометалльных гранитов харалгинского комплекса,

для других, в том числе молибденитовых и сульфидных рудопроявлений, устанавливается связь с кыринскими гранитами [31, 44, 167].

Гранитоиды ГФ даурского комплекса представлены в большей своей части крупнозернистыми роговообманково-биотитовыми кварцевыми диоритами, кварцевыми монцодиоритами и гранодиоритами, слабопорфиroidными и обычно в разной степени огнейсованными, содержащими 15–30% темноцветных, около половины которых составляет амфибол; в незначительных количествах может присутствовать пироксен. ФДИ даурских интрузий представлена мелко-среднезернистыми существенно биотитовыми гранодиоритами и гранитами, связанными с гранитоидами ГФ зонами постепенных быстрых переходов.

Интрузии кыринского комплекса сложены средне- и крупнозернистыми роговообманково-биотитовыми гранодиоритами и гранитами, реже диоритами, обычно с нерезко выраженной порфиroidной структурой. В составе темноцветных (6–12%) преобладают биотит, плагиоклаз зональный, от андезина № 40–30 до олигоклаза № 30–20. По составу аксессуарных гранитоиды относятся к сфен-ортитовому типу, наиболее многочисленны ортит и магнетит. Гранодиориты ГФ преобладают в массивах, развитых вдоль границы с песчано-сланцевыми породами Агинской зоны (см. рис. 2, а, № 3, 5, 7, 8), во внутренней части Даурской зоны распространены преимущественно граниты ГФ (№ 1, 2, 3, 4).

Массивы ФДИ кыринского комплекса сложены мелко-среднезернистыми биотитовыми гранитами и лейкогранитами, связанными с вмещающими гранитоидами ГФ постепенными быстрыми переходами; реже фиксируются интрузивные взаимоотношения гранитоидов ГФ и ФДИ, но без явлений закалки последних. В группу ФДИ включен крупный (около 600 км<sup>2</sup>) Оленгуйский массив (№ 23), сложенный в основном крупнозернистыми биотитовыми гранитами, петрохимически и геохимически идентичными мелко-среднезернистым гранитам ФДИ других массивов.

#### Геохимическая характеристика гранитоидов батолитовых интрузий гранодиорит-гранитной формационной группы

Петрохимически гранитоиды группы характеризуются подщелочным по отношению к среднемировым данным R. Дали составом (табл. 3, рис. 3, 4). ГФ даурского комплекса, изученного в бассейне верховьев р. Иля (см. рис. 2, а, № 9), представлена подщелочными кварцевыми диоритами, характеризующимися повышенными концентрациями натрия при кларковых содержаниях калия (рис. 4). Средневзвешенный состав ундинского комплекса соответствует подщелочному гранодиориту с кларковыми концентрациями натрия и повышенными – калия. При этом устанавливается, что по мере возрастания гомогенности гранитоидов ГФ натриевые разновидности гранодиоритов (Ундинский массив) сменяются натриево-калиевыми (Ундинский и Калгинский массивы). Ограниченно распространенные поздние дифференциаты комплекса (ФДИ и ЗФ) представлены нормальными и кислыми (вплоть до ультракислых) гранитами.

Из батолитовой группы наиболее отдифференцированы интрузии самого молодого кыринского комплекса, состав ГФ которого отвечает подще-

Таблица 3

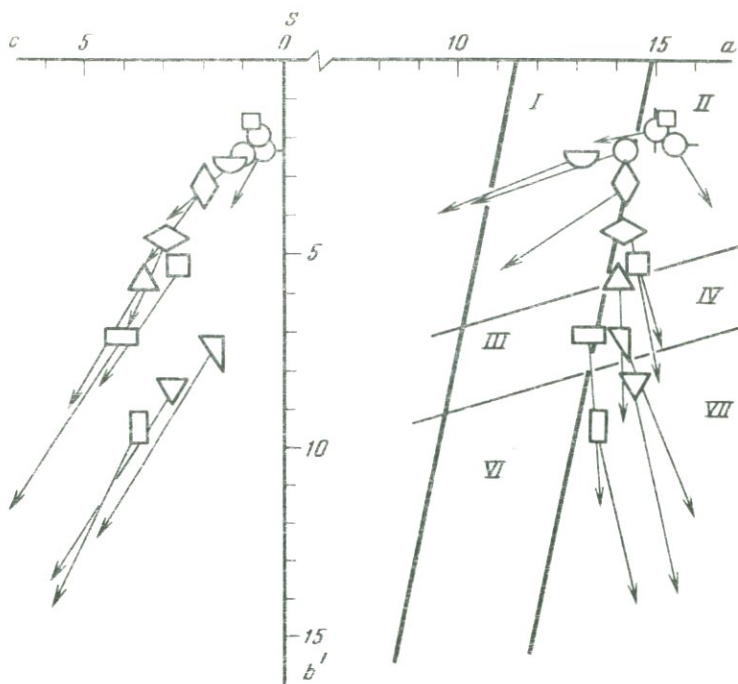
Средневзвешенный химический состав (в вес.%) гранитоидов комплексов Центрального и Восточного Забайкалья

| Компонент                      | Ундинский | Даурский | Кыринский |       | Урулунгуевский | Цаганолуевский* | Борцовочный | Кукульбейский |
|--------------------------------|-----------|----------|-----------|-------|----------------|-----------------|-------------|---------------|
|                                |           |          | ГФ        | ФДИ   |                |                 |             |               |
| SiO <sub>2</sub>               | 66,09     | 64,05    | 68,00     | 74,37 | 73,55          | 68,88           | 70,53       | 73,02         |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,61      | 0,64     | 0,48      | 0,14  | 0,32           | 0,40            | 0,31        | 0,23          |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,92     | 15,95    | 14,97     | 13,08 | 13,36          | 15,28           | 15,09       | 14,17         |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,30      | 1,12     | 0,56      | 0,37  | 0,90           | 0,83            | 0,61        | 0,48          |
| FeO                            | 2,80      | 3,45     | 2,94      | 1,32  | 1,45           | 2,45            | 1,72        | 1,65          |
| MnO                            | 0,08      | 0,07     | 0,06      | 0,03  | 0,04           | 0,06            | 0,04        | 0,03          |
| MgO                            | 1,83      | 2,68     | 1,04      | 0,05  | 0,36           | 0,82            | 0,70        | 0,36          |
| CaO                            | 3,54      | 4,04     | 2,52      | 0,78  | 1,12           | 2,74            | 1,68        | 0,95          |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,58      | 4,23     | 3,91      | 3,72  | 2,86           | 4,45            | 3,72        | 3,59          |
| K <sub>2</sub> O               | 3,56      | 2,83     | 4,04      | 5,06  | 5,02           | 3,24            | 4,28        | 4,65          |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,12      | 0,08     | 0,05      | 0,02  | 0,08           | 0,15            | 0,13        | 0,06          |
| П.п.п.                         | 0,90      | 0,81     | 0,50      | 0,33  | 0,72           | 0,20            | 0,50        | 0,69          |
|                                | 100,33    | 100,36   | 99,07     | 99,27 | 99,78          | 99,50           | 99,31       | 99,88         |
| Число проб                     | 59        | 7        | 60        | 49    | 19             | 20              | 114         | 122           |

Таблица 3 (окончание)

| Компонент                      | Харалгинский | Асаканшумиловский | Шахтаминский* | Амуджикано-средненский* | Сохондинтенский* | Средневзвешенный состав гранитоидов мезозойских формаций | Средневзвешенный состав гранитоидов оловянно-вольфрамового пояса Забайкалья | Кларки для кислых пород, по А.П. Виноградову |
|--------------------------------|--------------|-------------------|---------------|-------------------------|------------------|--|---|--|
| SiO <sub>2</sub>               | 74,02        | 74,76             | 65,12         | 69,29                   | 66,63            | 70,28  | 68,20   | 69,00  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,11         | 0,08              | 0,61          | 0,54                    | 0,54             | 0,35   | 0,48  | 0,38   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13,02        | 12,90             | 15,11         | 13,39                   | 15,48            | 14,43  | 15,13   | 14,50  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,41         | 0,21              | 0,90          | 0,59                    | 0,47             | 0,53   | 0,87  |  |
| FeO                            | 1,66         | 1,76              | 2,87          | 2,33                    | 3,36             | 2,22   | 2,59  | 3,85   |
| MnO                            | 0,03         | 0,03              | 0,06          | 0,07                    | 0,08             | 0,05   | 0,07  | 0,08   |
| MgO                            | 0,03         | 0,24              | 2,54          | 2,04                    | 1,22             | 0,82   | 1,39  | 0,92   |
| CaO                            | 0,61         | 0,66              | 3,04          | 2,52                    | 2,92             | 1,88   | 2,73  | 2,20   |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,81         | 4,03              | 4,07          | 4,07                    | 3,80             | 3,82   | 3,84  | 3,75   |
| K <sub>2</sub> O               | 4,93         | 5,04              | 3,84          | 3,83                    | 3,84             | 4,35   | 3,83  | 4,00   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,03         | 0,03              | 0,16          | 0,11                    | 0,10             | 0,07   | 0,09  | 0,16   |
| П.п.п.                         | 0,77         | 0,40              | 0,74          | 0,94                    | 0,89             | 0,53   | 0,66  |  |
|                                | 99,39        | 100,14            | 99,32         | 99,72                   | 99,33            | 99,33  | 99,88   | 98,84  |
| Число проб                     | 81           | 19                | 98            | 23                      | 36               | 602  | 707   |  |

\*С использованием данных работ С.М. Синицы [156], М.И. Кузьмина, В.С. Антипина [104].



□ 1    □ 2    □ 3    □ 4    ◇ 5    ◇ 6    ◐ 7    ○ 8    ⊙ 9    ⊖ 10    ▽ 11    ▽ 12    △ 13

Рис. 3. Петрохимическая диаграмма А.Н. Заварицкого (с параметром  $b'$  Д.С. Штейнберга) гранитоидов оловянно-вольфрамового пояса Забайкалья (см. табл. 3)

1-4 – гранодиорит-гранитная (батолитовая) формационная группа: 1 – ундинский комплекс, гранодиориты, 2 – даурский комплекс, гранодиориты, 3, 4 – кыринский комплекс (3 – граниты и гранодиориты ГФ, 4 – лейкограниты ФДИ); 5-7 – гнейсо-гранитная формационная группа: 5 – цаган-олуевский комплекс, гранодиориты, 6 – борцовочный комплекс, граниты, 7 – урулжунгуевский комплекс, гнейсограниты; 8-10 – редкометальная формационная группа: 8 – кукульбейский комплекс, адаметеллиты и лейкограниты, 9 – харалгинский комплекс, лейкограниты, 10 – асаканшумиловский комплекс, лейкограниты; 11-13 – монзонитовая формационная группа: 11 – шахтаминский комплекс, гранодиориты, 12 – амуджикано-сретенский комплекс, гранодиориты, 13 – сохондинский комплекс, дациты; I-VII – поля: I – гранитов, II – щелочных гранитов, III – гранодиоритов, IV – граносиенитов, VI – диоритов, VII – щелочноземельных сиенитов, по [29]

лоченному гранодиориту-граниту с умеренно повышенным содержанием натрия и повышенным – калия (рис. 3, 4). Средний состав ФДИ комплекса соответствует подщелоченному (существенно калиевому) ультракислому ( $> 74\% \text{ SiO}_2$ ) лейкограниту. Как видно из рис. 3, всем гранитоидам ГФ батолитовой группы свойственна повышенная магнизиальность, фиксируемая в правом наклоне векторов в правой части диаграммы. В лейкогранитах ФДИ кыринского комплекса магнизиальность резко понижается, железистость возрастает (укороченные векторы).

Таким образом, всем гранитоидам группы свойственна повышенная щелочность, обусловленная повышенными концентрациями калия и умеренно повышенными – натрия (рис. 4).

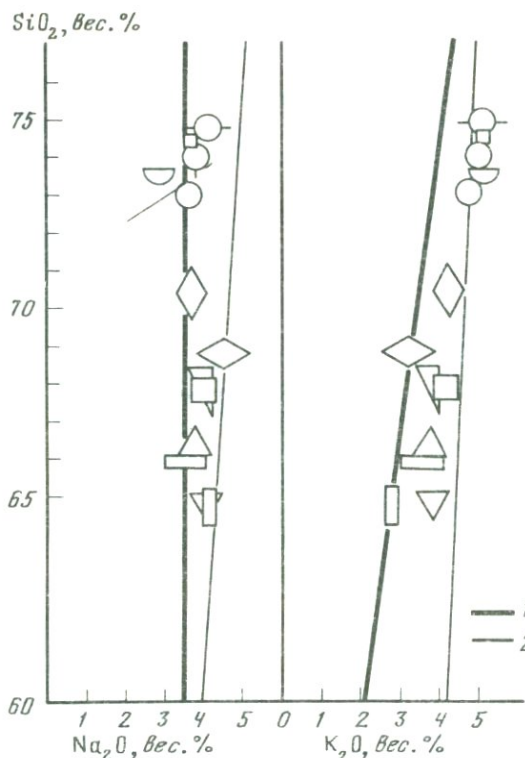


Рис. 4. Соотношение  $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$  в гранитоидах оловянно-вольфрамового пояса (см. табл. 3)

1 — изменения кларковых концентраций  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  в известково-щелочных гранитоидах, по Р. Дэли; 2 — изменения кларковых концентраций щелочных компонентов в гранитоидах щелочного ряда; остальные условные обозначения те же, что и на рис. 3

Редкоэлементный состав гранитоидов подробно охарактеризован в ряде более ранних публикаций автора [78, 79, 85, 86, 87].

Гранитоиды ундинского комплекса характеризуются близкими к кларковым содержаниями редких элементов, причем сколько-нибудь заметно повышение их концентраций в лейкогранитах не фиксируется (табл. 4). Большинство гранитов свойственны повышенные содержания стронция и бария, указывающие на невысокую степень их общей отдифференцированности. Это находит отражение в высоких значениях отношений  $\text{K/Rb}$  (270–250) и  $\text{Ba/Rb}$  (7–6) в гранитоидах ГФ. В наименее дифференцированных гранодиоритах ГФ Ундинского массива значение отношения  $\text{Ba/Rb}$  возрастает до 11 (табл. 4), в лейкогранитах ЗФ оно снижается до 2,5.

Анализ геохимических особенностей гранитоидов комплекса с помощью элементных формул и индекса концентрации (табл. 5) показывает, что содержания большинства гранитофильных элементов относительно кларкового уровня понижены, что находит прямое отражение в отрицательных

значениях ИНК для большинства разновидностей гранитоидов. Наиболее резко это явление выражено в гранодиоритах Ундинского массива, характеризующихся слабой гомогенностью и дифференцированностью и сохранивших следы своего происхождения в результате гранитизации древних осадочно-метаморфических толщ. Геохимические формулы гранитоидов ундинского комплекса однозначно фиксируют преобладание в них процессов рассеяния гранитофильных элементов, из которых, по существу, только олово проявляет устойчивую тенденцию к слабому концентрированию.

Аналогичные геохимические особенности характеризуют кварцевые монодиориты и гранодиориты даурского комплекса, для которых значения отношения  $K/Rb$  и  $Ba/Rb$  равны соответственно 270 и 8,6, а ИНК составляет 0,8 кларка (табл. 6, 7).

В гранитоидах кыринского комплекса характер распределения гранитофильных элементов существенно меняется, и, хотя уровень их концентраций остается близким к кларковому (табл. 6), начинают преобладать тенденции накопления. Благодаря этому в элементных формулах наблюдается увеличение числа элементов в числителе, что отражается в положительных значениях ИНК (табл. 7). Более высокая степень дифференцированности кыринских гранитоидов фиксируется в понижении значений отношения  $Ba/Rb$  в гранодиоритах ГФ до 5–4 и резком снижении их до 3–1 в лейкогранитах ФДИ (табл. 6).

Метод элементных формул позволяет установить однозначную геохимическую связь между редкоэлементной характеристикой гранитов комплекса и их рудоносностью. Из табл. 7 видно, что граниты массивов и тел ФДИ, сопровождающихся по геологическим данным касситерит-кварцевым (с шеелитом) оруденением, выделяются повышенными концентрациями большинства гранитофильных элементов при ведущем значении среди них профилирующих олова и вольфрама. Значения ИНК в гранитах рудоносных массивов ФДИ возрастают до 4–7 кларков при значениях ИНК в гранитах безрудных массивов, равных 1–2 кларкам. Особенности рудоносных гранитов ФДИ являются постоянно низкие содержания в них фтора при обычно умеренно повышенных концентрациях другого элемента-минерализатора — бора. Аналогичным образом фиксируется повышенная редкометальность (+2,8 кларка) гранитов ГФ, содержащих пегматоидные шпирсы с рассеянной касситеритовой минерализацией, послужившей источником формирования россыпных месторождений касситерита. В данном случае редкометальность этих гранитов возрастает за счет олова и лития. Таким образом, рудоносность гранитов находит однозначное отражение в расширении круга концентрирующихся в них гранитофильных элементов при наиболее интенсивном накоплении элементов, профилирующих в оруденении.

Данные таблиц 6 и 7 иллюстрируют важную общую геохимическую особенность поздних лейкогранитов, заключающуюся в резком снижении в них, независимо от степени рудоносности, концентраций стронция и бария, которые в геохимической формуле лейкогранитов находятся поэтому в знаменателе (с коэффициентами концентрации  $<0,8$  кларка). Самые низкие концентрации указанных элементов свойственны аплитам и аплитовидным гранитам (например, Ульзутуйский массив, № 20/2).

Таблица 4

## Редкоземельный состав гранитоидов удинского комплекса

| Элемент    | Верхнеудинский батолит, № 77 |                                |                             |                         |                        |                             | Удинский массив, № 76 | Калганский массив, № 79 | Комплекс в целом |                 |
|------------|------------------------------|--------------------------------|-----------------------------|-------------------------|------------------------|-----------------------------|-----------------------|-------------------------|------------------|-----------------|
|            | Диориты газимурские ГФ       | Гранодиориты верхнеудинские ГФ | Лейкограниты автохтонные ГФ | Средне-взвешенные по ГФ | Граниты биотитовые ФДИ | Лейкограниты аллохтонные ЗФ |                       |                         | Гранодиориты ГФ  | Гранодиориты ГФ |
|            |                              |                                |                             |                         |                        |                             | SiO <sub>2</sub> , %  | 58,66                   |                  |                 |
| Na         | 2,7                          | 2,8                            | 2,8                         | 2,8                     | 2,8                    | 2,8                         | 3,0                   | 2,8                     | 2,8              | 2,8             |
| K          | 2,8                          | 3,3                            | 4,4                         | 3,2                     | 3,5                    | 3,9                         | 2,1                   | 3,4                     | 3,1              | 3,7             |
| F          | 0,07                         | 0,07                           | 0,08                        | 0,07                    | 0,08                   | 0,08                        | 0,05                  | 0,06                    | 0,06             | 0,06            |
| Li, г/т    | 49                           | 42                             | 33                          | 45                      | 41                     | 16                          | 42                    | 39                      | 40               | 38              |
| Rb         | 120                          | 140                            | 160                         | 130                     | 135                    | 200                         | 90                    | 140                     | 125              | 145             |
| Be         | 1,3                          | 1,8                            | 2,3                         | 1,6                     | 2,0                    | 3,0                         | 1,4                   | 1,8                     | 1,7              | 2,1             |
| Sr         | 300                          | 330                            | 70                          | 340                     | 400                    | 160                         | 370                   | 300                     | 330              | 290             |
| Ba         | 880                          | 900                            | 500                         | 980                     | 1000                   | 500                         | 1000                  | 850                     | 940              | 930             |
| B          | 26                           | 14                             | 10                          | 17                      | 13                     | 13                          | 20                    | 27                      | 21               | 15              |
| Sn         | 5,7                          | 4,2                            | 3,7                         | 4,8                     | 5,0                    | 4,0                         | 2,2                   | 3,9                     | 3,8              | 3,9             |
| W          | 0,8                          | 0,6                            | 0,8                         | 0,7                     | 0,7                    | 1,3                         | 0,6                   | 0,8                     | 0,7              | 0,8             |
| Mo         | 1,2                          | 0,9                            | 1,4                         | 0,9                     | 1,0                    | 2,0                         |                       | 1,7                     | 1,3              | 1,0             |
| Zn         | 54                           | 46                             | 45                          | 50                      | 50                     | 25                          | 88                    | 64                      | 62               | 47              |
| Pb         | 12                           | 13                             | 22                          | 15                      | 24                     | 13                          | 14                    | 14                      | 14               | 21              |
| K/Rb       | 233                          | 235                            | 275                         | 246                     | 260                    | 195                         | 233                   | 242                     | 247              | 255             |
| Ba/Rb      | 7,3                          | 6,4                            | 3,1                         | 7,5                     | 7,4                    | 2,5                         | 11,1                  | 6,1                     | 7,5              | 6,4             |
| Число проб | 11                           | 25                             | 8                           | 59                      | 21                     | 23                          | 3                     | 15                      | 92               | 45              |

|                  |    |                              |   |      |
|------------------|----|------------------------------|---|------|
|                  |    | Гранодиориты верхнеундинские | $\frac{\text{Sn } 1,4}{\text{W } 0,4 - \text{Be } 0,6 - \text{Pb } 0,6}$  | -1,0 |
|                  |    | Лейкограниты автохтонные     | $\frac{\text{Mo } 1,4}{\text{Sr } 0,2 - \text{W } 0,5 - \text{Ba } 0,6 - \text{B } 0,7}$  | -0,4 |
| ФДИ              |    | Граниты биотитовые           | $\frac{\text{Sn } 1,7 - \text{Sr } 1,3 - \text{Ba } 1,3}{\text{W } 0,6 - \text{Be } 0,7}$   | -0,6 |
| ЗФ               |    | Лейкограниты аллохтонные     | $\frac{\text{Mo } 2,0 - \text{Sn } 1,3'}{\text{Li } 0,4 - \text{Zn } 0,5 - \text{Sr } 0,5 - \text{Ba } 0,6 - \text{Pb } 0,7}$                               | +0,4 |
| Ундинский, № 76  | ГФ | Гранодиориты                 | $\frac{\text{Zn } 1,8 - \text{B } 1,3 - \text{Ba } 1,3}{\text{W } 0,4 - \text{Rb } 0,5 - \text{Be } 0,5 - \text{F } 0,6 - \text{Sn } 0,7 - \text{Pb } 0,7}$ | -2,6 |
| Калганский, № 79 | ГФ | То же                        | $\frac{\text{B } 1,8 - \text{Mo } 1,7 - \text{Sn } 1,3 - \text{Zn } 1,3}{\text{W } 0,5 - \text{Be } 0,6 - \text{Pb } 0,7}$                                  | +0,6 |

---

Таблица 6

Редкоэлементный состав гранитоидов участков и массивов даурского и кыринского комплексов

| Элемент              | ГФ      |      |            |                  |                         |               |
|----------------------|---------|------|------------|------------------|-------------------------|---------------|
|                      | Участки |      |            |                  | Бытыринский массив, № 4 | Среднее по ГФ |
|                      | № 9     | № 3  | № 1а, 5, 8 | № 1, 2, 3, 4а, 7 |                         |               |
| SiO <sub>2</sub> , % | 61,8    | 65,1 | 66,8       | 68,5             | 67,4                    | 68,0          |
| Na                   | 3,0     | 2,8  | 2,9        | 2,8              | 2,7                     | 2,9           |
| K                    | 2,3     | 2,9  | 2,9        | 3,4              | 3,4                     | 3,2           |
| F                    | 0,05    | 0,04 | 0,05       | 0,05             | 0,06                    | 0,05          |
| Li, г/т              | 35      | 51   | 54         | 55               | 62                      | 56            |
| Rb                   | 84      | 120  | 120        | 150              | 160                     | 130           |
| Be                   | 2,4     | 2    | 2,5        | 3                | 3                       | 2,5           |
| Sr                   | 430     | 290  | 260        | 200              | 150                     | 220           |
| Ba                   | 720     | 820  | 650        | 620              | 600                     | 700           |
| B                    | 22      | 16   | 20         | 17               | 17                      | 16            |
| Sn                   | 3,3     | 5,7  | 5          | 5,7              | 10                      | 5,2           |
| W                    | 1,2     | 0,7  | 1,6        | 1,4              | 1                       | 1,0           |
| Mo                   | 1,1     | 1,2  | 1,6        | 1,5              | 1,6                     | 1,4           |
| Zn                   | 84      | 68   | 65         | 53               | 60                      | 53            |
| Pb                   | 22      | 24   | 27         | 26               | 18                      | 23            |
| K/Rb                 | 274     | 242  | 242        | 227              | 212                     | 246           |
| Ba/Rb                | 8,6     | 6,8  | 5,4        | 4,1              | 3,8                     | 5,4           |
| Число проб           | 14      | 19   | 42         | 84               | 40                      | 146           |

Примечание: Номера массивов и участков соответствуют рис.2.

Геохимическое сопоставление гранитоидов батолитовой формационной группы (табл. 8) показывает более высокую степень накопления гранитофильных элементов в гранитоидах кыринского комплекса по сравнению с гранитоидами ундинского.

Повышение концентраций гранитофильных элементов в кыринских гранитоидах является, очевидно, закономерным следствием их формирования в результате повторного палингенеза, которому подвергались в период активизации вмещающие палеозойские гранитоиды даурского комплекса, представлявшие вероятную среду магмообразования интрузий кыринского комплекса. Благодаря этому в кыринских гранитоидах была достигнута более высокая степень дифференцированности и накопления гранитофильных элементов, что подтверждается широким распространением гранитов ФДИ и появлением среди них рудоносных разновидностей, характеризующихся повышенной редкометалльностью (табл. 8).

Геохимическая характеристика гранитоидов кыринского комплекса, кроме данных по типичным гранитофильным элементам, дополнена ре-

|  | ФДИ, безрудные         |                                     |                          | ФДИ, рудоносные         |                             |                             | Среднее по ФДИ |
|--|------------------------|-------------------------------------|--------------------------|-------------------------|-----------------------------|-----------------------------|----------------|
|  | Анацанский массив, № 9 | Верхне-Салбартуйский массив, № 20/1 | Оленгуйский массив, № 23 | Букукунский массив, № 1 | Гыр-Голунский массив, № 20а | Ульзутуйский массив, № 20/2 |                |
|  | 72,3                   | 74,6                                | 74,4                     | 74,3                    | 73,9                        | 75,9                        | 74,4           |
|  | 2,9                    | 2,8                                 | 2,8                      | 2,6                     | 2,7                         | 2,8                         | 2,8            |
|  | 3,9                    | 4,0                                 | 3,9                      | 3,7                     | 3,7                         | 3,6                         | 3,9            |
|  | 0,02                   | 0,02                                | 0,05                     | 0,04                    | 0,04                        | 0,02                        | 0,03           |
|  | 49                     | 34                                  | 46                       | 39                      | 64                          | 40                          | 42             |
|  | 170                    | 190                                 | 200                      | 200                     | 180                         | 270                         | 185            |
|  | 3                      | 5                                   | 4                        | 4                       | 4,1                         | 4                           | 3,3            |
|  | 80                     | 100                                 | 140                      | 150                     | 70                          | 20                          | 50             |
|  | 480                    | 170                                 | 380                      | 400                     | 270                         | 30                          | 310            |
|  | 16                     | 14                                  | 18                       | 15                      | 24                          | 26                          | 16             |
|  | 4,9                    | 4,8                                 | 4,4                      | 6,8                     | 7,5                         | 9,8                         | 5,2            |
|  | Не обн.                | 0,8                                 | 1,5                      | 6,1                     | 1,2                         | 4,9                         | 1,3            |
|  | 1,8                    | 1,6                                 | 2,0                      | —                       | 2,3                         | 2,5                         | 2              |
|  | 25                     | 20                                  | 33                       | 26                      | 33                          | 30                          | 35             |
|  | 36                     | 38                                  | 30                       | 35                      | 26                          | 24                          | 28             |
|  | 230                    | 211                                 | 194                      | 185                     | 206                         | 133                         | 211            |
|  | 2,8                    | 0,9                                 | 1,9                      | 2,0                     | 1,5                         | 0,1                         | 1,7            |
|  | 9                      | 12                                  | 27                       | 8                       | 17                          | 15                          | 147            |

зультатами определения содержаний в них по сборным пробам редкоземельных элементов, Y, Zr, Hf и Nb (табл. 9) и сидерофильных элементов (табл. 10). Содержания редкоземельных элементов в гранодиоритах-гранитах ГФ соответствуют кларковому уровню, содержания ниобия по отношению к кларку понижены вчетверо.

В лейкогранитах ФДИ концентрации этих элементов существенно не меняются.

Данные по сидерофильным элементам (табл. 10) более информативны: гранитоиды ГФ характеризуются явно повышенными их содержаниями (кроме литофильного ванадия), превышающими кларковый уровень в два-три раза. Это может свидетельствовать об участии в формировании расплавов интрузий кыринского комплекса базальтоидного вещества. Процесс дифференциации кыринских интрузий сопровождается резким убыванием содержаний сидерофильных элементов, концентрации которых в лейкогранитах ФДИ снижаются до уровня кларковых (никель) и ниже кларковых значений.

Таблица 7

Геохимическая характеристика гранитоидов безрудных и рудоносных массивов даурского и кыринского комплексов в элементных формулах

| Фаза | Участок, массив, его № на карте (рис. 2) | Главные компоненты оруденения | Элементная формула  | Индекс концентрации |
|------|--|-------------------------------|---|---------------------|
|      | № 9                                      | Нет                           | $\frac{\text{Zn } 1,7 - \text{B } 1,5 - \text{Sr } 1,4}{\text{Rb } 0,5 - \text{F } 0,6}$  | -0,8                |
|      | № 3                                      | "                             | $\frac{\text{Sn } 1,9 - \text{Zn } 1,4 - \text{Li } 1,3}{\text{F } 0,5 - \text{W } 0,5 - \text{Rb } 0,7 - \text{Be } 0,7}$  | -0,4                |
| ГФ   | № 1а, 5, 8                               | "                             | $\frac{\text{Sn } 1,7 - \text{Mo } 1,6 - \text{Li } 1,4 - \text{Pb } 1,4 - \text{B } 1,3}{\text{F } 0,6 - \text{Rb } 0,7} \quad \text{Zn } 1,3$                               | +1,7                |
|      | № 1, 2, 3, 4а, 7                         | "                             | $\frac{\text{Sn } 1,9 - \text{Mo } 1,5 - \text{Li } 1,4 - \text{Pb } 1,3}{\text{F } 0,6 - \text{Sr } 0,7}$  | +1,7                |
|      | Бьшыринский массив, № 4                  | Sn(W)                         | $\frac{\text{Sn } 3,3 - \text{Li } 1,5}{\text{Sr } 0,5}$  | +2,8                |
|      | Массивы: Анацаканский, № 9               | Нет                           | $\frac{\text{Mo } 1,8 - \text{Pb } 1,8 - \text{Sn } 1,6}{\text{F } 0,25 - \text{Sr } 0,3 - \text{Ba } 0,6 - \text{W } 0,5 - \text{Zn } 0,5}$                                  | +1,0                |
|      | Верхне-Салбаргуйский, 20/1               | "                             | $\frac{\text{Pb } 1,9 - \text{Be } 1,7 - \text{Sn } 1,6 - \text{Mo } 1,6}{\text{F } 0,25 - \text{Ba } 0,2 - \text{Sr } 0,3 - \text{Zn } 0,4 - \text{W } 0,5}$                 | +1,6                |
| ФДИ  | Оленгуйский, № 23                        | "                             | $\frac{\text{Mo } 2,0 - \text{Sn } 1,5 - \text{Pb } 1,5 - \text{Be } 1,3}{\text{Sr } 0,5 - \text{Ba } 0,5 - \text{F } 0,6 - \text{Zn } 0,7}$                                  | +1,9                |
|      | Букукунский, № 1                         | Sn(Mo)                        | $\frac{\text{W } 4,1 - \text{Sn } 2,3 - \text{Pb } 1,8 - \text{Be } 1,3}{\text{F } 0,5 - \text{Sr } 0,5 - \text{Ba } 0,5 - \text{Zn } 0,5}$                                   | +5,0                |
|      | Гыр-Голунский, № 20а                     | Sn(W)                         | $\frac{\text{Sn } 2,5 - \text{Mo } 2,3 - \text{Li } 1,6 - \text{B } 1,6 - \text{Be } 1,4 - \text{Pb } 1,3}{\text{Sr } 0,2 - \text{Ba } 0,3 - \text{F } 0,5 - \text{Zn } 0,7}$ | +4,2                |
|      | Ульзугуйский, № 20/2                     | Sn                            | $\frac{\text{Sn } 3,3 - \text{W } 3,3 - \text{Mo } 2,5 - \text{B } 1,7 - \text{Rb } 1,6 - \text{Be } 1,3}{\text{Sr } 0,1 - \text{Ba } 0,1 - \text{F } 0,25 - \text{Zn } 0,6}$ | +6,9                |

## Гнейсогранитная формационная группа Центрального и Восточного Забайкалья

### Распространенность и краткая геологическая характеристика гранитоидов группы

Группа объединяет три разновозрастных комплекса Центрального и Восточного Забайкалья: урулюнгуевский протерозойский, цаган-олуевский, условно средне-верхнепалеозойский и борщовочный мезозойский.

*Урулюнгуевский комплекс* представлен крупными полями гнейсогранитов (~1500 км<sup>2</sup>) в пределах Заурулюнгуевского полихронного гранитоидного массива (см. рис. 2, в, № 74) Урулюнгуевской структурно-формационной зоны, соответствующей блоку протерозойских пород по левобережью р. Аргунь (см. рис. 1). Протерозойский возраст гнейсогранитов комплекса определяется по залеганию на их размытой поверхности метаморфизованных образований урулюнгуевской протерозойской свиты [23]; калий-аргоновое датирование фиксирует лишь палеозойский возраст пород свиты и гранитоидов с разбросом значений от 400 до 300–220 млн лет, что объясняется палеозойским метаморфизмом пород зеленосланцевой фации. Согласно анализу регионального гравитационного поля [118], площади распространения гранитоидов комплекса фиксируются лишь слабыми отрицательными аномалиями силы тяжести, что свидетельствует о малой мощности массивов.

Комплекс представлен в основном крупнозернистыми, обычно порфиробластическими и катаклазированными гнейсогранитами, в которых встречаются участки крупнозернистых порфириловидных, также катаклазированных гранитов. Среди гнейсогранитов ГФ местами встречаются маломощные (до 100 м) пластовые тела мелкозернистых лейкогранитов ФДИ, связанных с гнейсогранитами ГФ или резкими контактами, или постепенными переходами [23]. Все разновидности гранитов комплекса являются биотитовыми и характеризуются сходным, приближающимся к лейкократовому составом. Аксессуары представлены цирконом, монацитом, апатитом, флюоритом, турмалином, бериллом, ксенотимом [23]. С гнейсогранитами комплекса в отдельных небольших участках связаны пегматиты, в которых в единичных случаях отмечалась редкометаллическая минерализация.

*Цаган-олуевский и борщовочный комплексы* представлены гнейсогранитными купольными массивами, до недавнего времени объединявшимися в один комплекс — борщовочный, по данным одних авторов, либо цаган-олуевский, по данным других. В последнее время было показано другое происхождение гнейсогранитных купольных валообразных структур Забайкалья [156] и вероятная многоэтапность их формирования в результате неоднократно возобновлявшихся процессов гранитизации. В соответствии с этими представлениями, в цаган-олуевский комплекс объединяются гнейсогранитные массивы, в которых мезозойская гранитизация проявлена относительно слабее и гранитоиды которых, как можно полагать, сформировались в основном в домезозойское время.

Борщовочный комплекс объединяет массивы, граниты которых сформировались в результате процессов мезозойского калиевого метасоматоза и, по крайней мере, частичного палингенно-анатектического плавления.

Таблица 8

Геохимическая характеристика гранитоидов батолитовых массивов гранодиорит-гранитной формационной группы в элементных формулах

| Комплекс  | Возраст           | Фаза                           | Порода                           |
|-----------|-------------------|--------------------------------|----------------------------------|
| Ундинский | C <sub>3</sub> -P | ГФ                             | Гранодиориты                     |
|           |                   | ФДИ                            | Граниты биотитовые               |
| Кыринский | T-J <sub>1</sub>  | ГФ                             | Гранодиориты и граниты           |
|           |                   | J <sub>1</sub> -J <sub>2</sub> | ФДИ, в целом                     |
|           |                   | ФДИ, рудоносные                | Граниты биотитовые лейкократовые |

Таблица 9

Содержания редкоземельных элементов, Y, Zr, Hf, Nb в гранитоидах оловянно-вольфрамового пояса Забайкалья

| Комплекс                    | Порода, фаза   | Содержание элемента |      |
|-----------------------------|--|---------------------|------|
|                             |  | %                   |      |
|                             |  | SiO <sub>2</sub>    | Ca   |
| Шахтаминский                | Монцогаббро, монцониты, гранодиориты                             | 61,4                | 2,9  |
|                             | ГФ   |                     |      |
| Сохондинский                | Дациты ГФ  | 65,8                | 2,1  |
|                             | Граниты и гранит-порфиры ЗФ                                      | 70,7                | 1,1  |
| Кыринский                   | Гранодиориты и граниты ГФ  | 67,7                | 1,9  |
|                             | Лейкограниты ФДИ   | 74,4                | 0,6  |
| Борщовочный                 | Граниты ГФ + ФДИ (Халзанский и Кангинский массивы)               | 71,0                | 1,0  |
|                             |  |                     |      |
| Кукульбейский               | Адамеллиты ГФ  | 72,7                | 0,75 |
|                             | Граниты двуслюдяные апикальной фации ГФ                          | 74,0                | 0,5  |
|                             | Граниты мусковитовые купольной фации ГФ                          | 75,2                | 0,3  |
|                             | Граниты мусковитовые мелко-среднезернистые (пегматитоносные ФДИ) | 74,6                | 0,3  |
|                             | Лейкограниты микроклин-альбитовые ЗФ                             | 77,3                | 0,1  |
| Харалгинский                | Лейкограниты ГФ  | 74,2                | 0,4  |
|                             | Кварцевые порфиры (эльваны) ЗФ                                   | 72,1                | 0,6  |
| Кларки, по А.П. Виноградову |  | 68,7                | 1,6  |

| Элементная формула   | Индекс концентрации |
|--|---------------------|
| $\frac{B\ 1,4 - Sn\ 1,4 - Mo\ 1,3}{W\ 0,5 - Be\ 0,6 - Rb\ 0,7 - Pb\ 0,7}$  | -0,4                |
| $\frac{Sn\ 1,3}{W\ 0,5 - Be\ 0,7}$   | -0,5                |
| $\frac{Sn\ 1,7 - Li\ 1,4}{F\ 0,6 - W\ 0,7}$  | +0,4                |
| $\frac{Mo\ 2,0 - Sn\ 1,7 - Pb\ 1,4}{Sr\ 0,2 - Ba\ 0,4 - F\ 0,4 - Zn\ 0,6}$                                       | +1,5                |
| $\frac{Sn\ 2,7 - W\ 2,7 - Mo\ 2,4 - B\ 1,4 - Pb\ 1,4 - Be\ 1,3 - Rb\ 1,3}{Sr\ 0,3 - Ba\ 0,3 - F\ 0,4 - Zn\ 0,6}$ | +5,6                |

|  | Содержание элемента |    |     |    |     |            |     |     | Число сборных проб |
|--|---------------------|----|-----|----|-----|------------|-----|-----|--------------------|
|  | г/г                 |    |     |    |     |            |     |     |                    |
|  | Y                   | La | Ce  | Nd | Yb  | Zr         | Hf  | Nb  |                    |
|  | 17                  | 40 | 100 | 40 | 2,7 | 240        | 4,7 | 7,7 | 10                 |
|  | 23                  | 47 | 100 | 40 | 2,5 | 120        | 3,3 | 4,5 | 3                  |
|  | 20                  | 50 | 90  | 30 | 2,1 | 150        | 3,8 | 5,2 | 5                  |
|  | 24                  | 48 | 92  | 36 | 2,6 | 160        | 4,0 | 5,2 | 10                 |
|  | 25                  | 44 | 87  | 27 | 3,1 | 130        | 4,1 | 7,9 | 8                  |
|  | 19                  | 58 | 100 | 40 | 2,3 | 170        | 4,1 | 8,5 | 6                  |
|  | 17                  | 54 | 100 | 36 | 2,4 | 200        | 4,1 | 13  | 12                 |
|  | 18                  | 45 | 83  | 31 | 2,3 | Нет данных |     |     | 5                  |
|  | 15                  | 20 | 48  | 16 | 2,1 | 44         | 1,8 | 26  | 4                  |
|  | 14                  | 9  | 32  | 8  | 2,5 | 36         | 1,7 | 31  | 5                  |
|  | 24                  | 13 | 54  | 16 | 5,0 | 140        | 7,2 | 89  | 1                  |
|  | 45                  | 63 | 130 | 39 | 5,2 | 210        | 6,6 | 31  | 6                  |
|  | 30                  | 50 | 100 | 26 | 3,0 | 150        | 5,0 | 13  | 2                  |
|  | 34                  | 50 | 100 | 35 | 4,0 | 170        | 3,5 | 20  |                    |

Таблица 10

Содержание сидерофильных элементов в гранодиорит-гранит-лейкогранитных формациях оловянно-вольфрамового пояса Забайкалья

| Комплекс                    | Порода, фаза                                      | Содержание элемента |     |      |     |     |     |     | Число сборных проб |
|-----------------------------|---|---------------------|-----|------|-----|-----|-----|-----|--------------------|
|                             |   | %                   |     |      | г/т |     |     |     |                    |
|                             |   | SiO <sub>2</sub>    | Fe  | Ti   | V   | Cr  | Co  | Ni  |                    |
| Кыринский                   | Гранодиориты и граниты ГФ                         | 67,7                | 2,8 | 0,29 | 48  | 75  | 11  | 18  | 9                  |
|                             | Лейкограниты ФДИ                                  | 74,4                | 1,4 | 0,11 | 12  | 11  | 2,7 | 10  | 8                  |
| Борщовочный                 | Граниты ГФ и ЗФ (Халзанский и Кангинский массивы) | 71,0                | 1,5 | 0,16 | 30  | 38  | 3,9 | 21  | 6                  |
| Кукульбейский               | Адамеллиты ГФ                                     | 72,7                | 1,4 | 0,17 | 27  | 17  | 3,8 | 4,8 | 11                 |
|                             | Граниты двуслюдяные апикальной фации ГФ           | 74,0                | 1,5 | 0,08 | 9   | 7,5 | 2,6 | 6,4 | 4                  |
|                             | Граниты мусковитовые купольной фации ГФ           | 75,3                | 1,3 | 0,05 | 6,2 | 6,3 | 1,8 | 4,9 | 3                  |
|                             | Граниты мусковитовые мелко-среднезернистые ФДИ    | 74,6                | 0,6 | 0,02 | 3,9 | 3,4 | 2,3 | 2,2 | 5                  |
| Харалгинский                | Лейкограниты ГФ                                   | 74,2                | 1,5 | 0,09 | 21  | 15  | 2,4 | 9,6 | 6                  |
|                             | Кварцевые порфиры (эльваны) ЗФ                    | 72,1                | 2,1 | 0,16 | 25  | 60  | 1,7 | 20  | 2                  |
| Кларки, по А.П. Виноградову |   | 68,7                | 2,7 | 0,23 | 70  | 25  | 5   | 8   |                    |

ления, протекавших в пределах унаследованных с домезозойского времени гнейсогранитных купольных структур.

Согласно данным калий-аргоновой геохронометрии, большинство определений по гранитоидам цаган-олуевского и борщовочного комплексов фиксируют их мезозойский ниже-верхнеюрский возраст, отвечающий времени максимального проявления процессов перекристаллизации, кремнещелочного метасоматоза и палингенного плавления, связанных с периодом мезозойской тектоно-магматической активизации региона.

Цаган-олуевский комплекс представлен одноименным массивом в центральной части Аргунской зоны (см. рис. 2, в, № 75) и являющимся его северо-восточным продолжением Кутомарским массивом (см. рис. 2, в, № 79). Вместе эти массивы образуют осложненный поперечными ундуляциями гнейсогранитный вал шириной в 15–30 км и протяженностью более 300 км, прослеживающийся в северо-восточном направлении вплоть до левобережья р. Аргунь. По мнению автора, к цаган-олуевскому комплексу принадлежит также полоса гнейсогранитных образований, окаймляющая с северо-запада гранитоиды Верхнеундинского (№ 77) батолита (см. предыдущий раздел).

В гравитационном поле массивы гнейсогранитов цаган-олуевского комплекса фиксируются лишь очень слабыми отрицательными аномалиями, что свидетельствует либо о преобладании в составе комплекса гранодиоритовых пород, либо о малой мощности участвующих в строении массивов пород гранитного и лейкогранитного состава.

Гранитоиды цаган-олуевского комплекса подробно изучены в пределах одноименного Цаган-Олуевского массива С.М. Синицей [242] (см. рис. 2, в, № 75). Согласно этому автору, в пределах массива наиболее распространены среднезернистые гнейсовидные гранодиориты (плагиогранитогайеисы, по Н.С. Вартановой и др. [23]), переходящие в центральной, суженной части массива (Сухетуйский участок), в крупнозернистые гнейсовидные калишпатизированные порфиroidные (порфиробластические) граниты. Из аксессуарных для гранодиоритовых разновидностей характерны магнетит, сфен, апатит, в гранитах типичны магнетит, гранат и апатит, присутствуют монацит, ильменит, циркон, отмечаются турмалин и ксенотим. Гранитоиды массива содержат многочисленные жильные тела аплитовидных гранитов и пегматитов, образование которых связывается с селективным плавлением в период мезозойского юрского метаморфизма.

В восточной части Цаган-Олуевского массива протекавшие, очевидно, более интенсивно процессы юрской гранитизации и селективного плавления завершились формированием аллохтонных лейкогранитов Кондудевского (см. рис. 2, в, № 89) массива, интродуцировавших гранитогайеисы цаган-олуевского комплекса и вмещающие юрские метаморфизованные породы песчано-сланцевого состава. Из сказанного следует, что Кондудевский массив представляет юрский гранитный магматизм и должен быть отнесен поэтому к Борщовочному комплексу.

*Борщовочный комплекс* представлен мезозойскими гранитоидами гнейсогранитных массивов, прошедших в период мезозойской тектономагматической активизации стадию частичного или, по-видимому реже, полного плавления. В составе комплекса наиболее известны два крупных массива Центрального Забайкалья — Борщовочный (см. рис. 2, в, № 57) и Халзанский (№ 54) и несколько более мелких, в частности, Кангинский (№ 56) и упоминавшийся выше Кондудевский (№ 89) массивы, а также мелко-среднезернистые граниты, слагающие восточную часть Кличкинско-го (№ 80) полихронного массива.

Борщовочный массив (~2500 км<sup>2</sup>), простирающийся вдоль побережья р. Шилки на 120 км при ширине около 15–20 км (см. рис. 2, в, № 57), представляет собой гнейсогранитный вал, внутренние части которого сложены средне- и крупнозернистыми порфиroidными биотитовыми гранитами ГФ, апикальную зону формируют мелко- и среднезернистые биотитовые, до лейкократовых, граниты, очевидно принадлежащие ФДИ. Среди них ограниченно распространены двуслюдяные с гранатом разновидности, с которыми ассоциируют аплиты и пегматиты, частью с миароловыми пустотами и бедной редкометальной минерализацией. Для большинства гранитов массива характерна гнейсовидность, выражающаяся в параллельной ориентировке слюд. Содержащие роговую обманку гранодиориты слагают маломощные экзоконтактные зоны и распространены ограничено. Борщовочному массиву соответствует локальный гравитационный

минимум, свидетельствующий о достаточно большой мощности гранитов, достигающей в отдельных участках 3–4 км [118].

Халзанский массив (~1000 км<sup>2</sup>) имеет купольное строение и характеризуется небольшим эрозионным срезом (300–600 м), о чем свидетельствуют многочисленные останцы провесов кровли. По гравиметрическим данным представляет собой пластообразное тело мощностью всего в 1–2 км при протяженности в северо-восточном направлении около 70 км и ширине в 15–20 км (см. рис. 2, а, № 54). Две трети площади массива сложены биотитовыми средне- и крупнозернистыми порфиroidными гранитами ГФ, прорывающими с экзоконтактовым метаморфизмом вмещающие песчано-сланцевые породы среднего и верхнего (пермь) палеозоя. В узких краевых зонах развиты гранодиориты ГФ, содержащие роговую обманку. Порфиroidные граниты ГФ характеризуются неравномерной калишпатизацией и переменными соотношениями калишпата и плагиоклаза при содержании биотита в пределах 6–8% (адамеллиты). Значительные участки сложены мелко-среднезернистыми гранитами ФДИ, связанными с гранитами ГФ зонами характерных быстрых постепенных переходов. Среди гранитов ФДИ преобладают биотитовые разновидности, местами переходящие в двуслюдяные с гранатом граниты, с которыми связаны микроклин-альбитовые пегматиты с бедной редкометальной минерализацией. Во всех разновидностях гранитов массива проявлена гнейсовидность.

#### Геохимическая характеристика гранитоидов гнейсогранитной формационной группы

В массивах группы преобладают породы гранитного и лейкогранитного состава (см. табл. 3, рис. 3) повышенной щелочности. Средний состав цаган-олуевского комплекса соответствует щелочноземельному гранодиориту-граниту с преобладанием натрия над калием (см. рис. 4). Урулюнгуевский и борщовочный комплексы представлены существенно калиевыми гранитами повышенной щелочности, главной особенностью которых является повышенная глиноземистость (левый пологий наклон удлиненных векторов в правой части диаграммы рис. 3), чем лейкограниты группы заметно отличаются от поздних лейкогранитов батолитового кыринского комплекса, характеризующихся высокой железистостью (короткий вектор).

Условия формирования гранитов повышенной глиноземистости и высокоглиноземистых, по Э.П. Изоху [61], иллюстрируются диаграммой рис. 5 на примере изменения состава гранодиоритогнейсов Цаган-Олуевского массива, которые в отдельных участках в результате кремнщелочного метасоматического преобразования сменяются порфиробластическими, обогащенными калием гранитогнейсами (сухетуйские). Из рис. 5 видно, что формирование порфиробластических сухетуйских гранитогнейсов сопровождалось заметным привнесом калия и кремния с одновременным выносом части натрия (а также кальция, магния и железа), в результате чего избыток глинозема в калиевых гранитогнейсах создается не благодаря особенностям состава гранитизируемого субстрата, а вследствие выноса кальция и особенно натрия. Ранее Э.П. Изох [61], а затем К. Меннерт

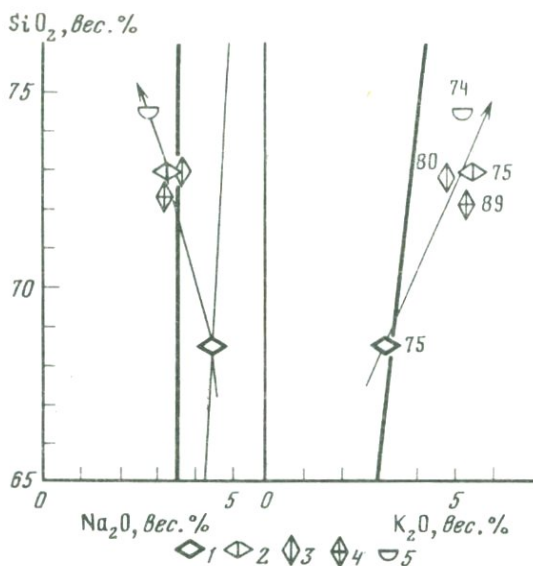


Рис. 5. Соотношение  $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$  в гранитоидах гнейсогранитной формационной группы южной части Аргунской зоны

1, 2 — цаган-олуевский комплекс, по [156]: 1 — гранодиоритогнейсы (плагиогранитогнейсы) Цаган-Олуевского массива (алтанганские), 2 — граниты крупнозернистые порфиробластические огнейсованные Цаган-Олуевского массива (сухетуйские); 3, 4 — борщовочный комплекс: 3 — граниты мелко-среднезернистые огнейсованные Кличкинского массива, 4 — граниты средне- и крупнозернистые порфиоровидные Кондуйевского массива; 5 — урулюнгуевский комплекс, гнейсограниты и граниты порфиоровидные катаклазированные Заурулюнгуевского массива; цифры на диаграмме соответствуют номерам массивов на рис. 2, в

[119] обратили внимание на то, что возникновение высокоглиноземистых гранитов связано не с повышением в расплавах концентрации глинозема, а с относительным понижением в них содержаний кальция и щелочей. К этому следует добавить, что появление избыточного глинозема обусловлено не столько понижением общего количества щелочей, сколько резким сокращением в их сумме доли натрия, не компенсирующей в атомных количествах соответствующим (в весовых %) увеличением доли калия, благодаря значительно более высокому атомному весу последнего по сравнению с натрием.

Таким образом, рис. 5 иллюстрирует вероятный путь формирования массивов высококальциевых глиноземистых гранитов борщовочного и урулюнгуевского комплексов, в гранитах которых широко проявлена метасоматическая калишпатизация (борщовочный комплекс) и в массивах которых гранодиориты играют резко подчиненную роль. Благодаря этому исключается возможность предположения возникновения значительных масс гранитов-лейкогранитов путем дифференциации крупных очагов палингенных магматических расплавов. Аналогичным образом в Цаган-Олуевской гранитогнейсовой структуре сформировались, очевидно, граниты Кондуйевского массива (см. рис. 5, № 89), прошедшие, кроме того, в период мезозойской активизации стадию полного плавления. Их состав практически идентичен составу вмещающих порфиробластиче-

ских гранитов (сухетуйские) цаган-олуевского комплекса. Сходным с этими разновидностями калиевых гранитов Цаган-Олуевского массива составом характеризуются и мезозойские (борщовочный комплекс, по автору) мелко-среднезернистые гнейсовидные граниты Кличкинского массива (см. рис. 5, № 80).

Наиболее высокой отдифференцированностью в гнейсогранитной группе выделяются калиевые гнейсограниты урулюнгуевского комплекса, распространенные на значительной (~1500 км<sup>2</sup>) площади и характеризующиеся стабильным лейкократовым ультракислым составом. Естественно, что возникновение подобных, больших по объему лейкогранитных масс, невозможно связывать с дифференциацией палингенных расплавов прежде всего потому, что более основные разновидности гранитоидов в комплексе практически вообще отсутствуют. Выше на примере гранитоидов гранодиорит-гранитной формационной группы было показано, что в наиболее дифференцированном кыринском батолитовом комплексе площадь лейкогранитных образований составляет лишь одну четвертую часть от общей площади гранитоидов (гранодиоритов и гранитов) комплекса. Поэтому, учитывая принадлежность урулюнгуевского комплекса к гнейсогранитным образованиям с резким преобладанием калия над натрием, метасоматический путь формирования гнейсогранитов комплекса, завершавшийся неполным плавлением, представляется по аналогии с Цаган-Олуевским массивом единственно вероятным. Очевидно, вследствие интенсивности процессов кремнекалиевого метасоматоза, урулюнгуевские гнейсограниты резко обогащены калием и обеднены натрием, концентрации которых в них заметно ниже среднемирового кларкового уровня (см. рис. 4, 5). В связи с изложенными положениями необходимо также отметить, что массивы ундинского верхнепалеозойского комплекса (гранодиорит-гранитная формационная группа), прорывающие урулюнгуевские гнейсограниты, характеризуются заметно более основным по сравнению с гнейсогранитами составом, и, следовательно, их расплавы формировались в более глубоких зонах земной коры.

Как видно из диаграммы рис. 4, состав цаган-олуевских гранодиоритогнейсов почти идентичен составу батолитовых интрузий гранодиорит-гранитной формационной группы, поэтому имеются основания рассматривать породы глубинных зон гранитогнейсовых структур в качестве вероятного субстрата очагов палингенного магмообразования батолитовых интрузий гранодиорит-гранитной формационной группы. Аппкальные же зоны гнейсогранитных купольных структур являлись ареной интенсивного кремнекалиевого метасоматоза и последующего частичного плавления вновь гранитизированного субстрата. Это приводило к образованию массивов существенно калиевых и глиноземистых гранитов и лейкогранитов борщовочного комплекса, менее глубинных по сравнению с батолитовыми массивами гранодиорит-гранитной формационной группы и, очевидно, относительно маломощных, особенно если иметь в виду мощность гранитов-лейкогранитов.

Хотя гранитоидам борщовочного комплекса в целом свойственны совершенно определенные общие черты — гранитный состав, повышенные глиноземистость и щелочность, — при более детальном сопоставлении от-

дельных массивов устанавливаются определенные различия. В частности, граниты Борщовочного (см. рис. 2, в, № 57) массива характеризуются повышенной калиево­стью при относительно пониженном содержании натрия, тогда как гранитам Халзанского (см. рис. 2, а, № 54) массива свойственны повышенные концентрации как калия, так и натрия. Вероятно, что эти особенности состава определили различия в характере сопровождающей минерализации. Так, обилие мигролитовых микроклиновых пегматитов в Борщовочном массиве А.В. Татариновым связывалось с повышенной калиево­стью гранитов и повышенной активностью калия на постмагматической стадии, чему, очевидно, способствовала пониженная натриево­сть гранитов. Развитие в Халзанском массиве микроклино-альбитовых разновидностей пегматитов с редкометальной минерализацией согласуется с повышенными концентрациями в исходных гранитах как калия, так и натрия.

Редкоэлементный состав гранитоидов группы достаточно подробно изучен для Борщовочного и Халзанского массивов борщовочного комплекса и гнейсогранитов урулюнгуевского комплекса (табл. 11). Данные о редкоэлементном составе гранитоидов Цаган-Олуевского массива ограничены и представляют специальный интерес только в отношении бария и стронция, содержания которых в гранитоидах массива повышены. Согласно В.А. Галибину с соавторами [28], содержание бария, концентрирующегося в калишпате, пропорционально температуре кристаллизации этого минерала и наиболее высоко в его высокотемпературных разновидностях. Самыми высокими концентрациями бария выделяются лейкограниты Кондуевского массива (по автору, борщовочного комплекса), достигшие состояния плавления при температурах 850–900°С и выше. Известно, что повышенные концентрации бария связываются как с повышенными температурами кристаллизации, так и с повышенным давлением. Пример массива позволяет качественно оценить возможное сравнительное влияние температуры и давления на содержание бария в гранитах и калишпатах. Граниты Кондуевского массива, как указывалось выше, прорывают юрские песчано-сланцевые породы с явлениями контактового ороговикования последних. Это свидетельствует о формировании массива в гипабиссальных условиях, характеризовавшихся относительно невысоким уровнем внешнего литостатического давления. Тем не менее гранитам массива свойственны повышенные концентрации бария и стронция, определявшиеся, следовательно, повышенными температурами кристаллизации гранитов.

Геохимические особенности гранитов массивов гнейсогранитной формационной группы, характеристики редкоэлементного состава которых приведены в табл. 11, иллюстрируются их элементными формулами (табл. 12). Порфириовидные граниты ГФ Борщовочного и Халзанского массивов характеризуются умеренным концентрированием типичных гранитофильных элементов — олова, лития, бериллия, причем в Борщовочном массиве фиксируется также повышение концентраций стронция и бария, отражающее, очевидно, повышенные температуры кристаллизации гранитов ГФ.

В мелко-среднезернистых и лейкократовых гранитах ФДИ обоих массивов, включая их двуслюдяные разновидности, наблюдается расшире-

Таблица 11

Редкоэлементный состав гранитоидов гнейсогранитной формационной группы

| Элемент              | Борщовочный комплекс       |                                  |   |                                       |                            |
|----------------------|----------------------------|----------------------------------|---|---------------------------------------|----------------------------|
|                      | Борщовочный массив, № 57   |                                  |   |                                       |                            |
|                      | Гранодиориты огнейсованные | Граниты биотитовые порфировидные | Граниты биотитовые мелкозернистые огнейсованные | Граниты лейкократовые крупнозернистые | Гранодиориты огнейсованные |
| SiO <sub>2</sub> , % | 65,5                       | 69,3                             | 71,3  | 75,0                                  | 63,2                       |
| Na                   | 2,4                        | 2,8                              | 2,4   | 2,3                                   | 3,2                        |
| K                    | 2,8                        | 3,6                              | 4,4   | 3,9                                   | 2,7                        |
| F                    | 0,10                       | 0,10                             | 0,06  | 0,4                                   | 0,06                       |
| Li, г/т              | 44                         | 60                               | 45  | 48                                    | 60                         |
| Rb                   | 120                        | 185                              | 210   | 210                                   | 140                        |
| Be                   | 4,6                        | 5                                | 4,0   | 4,7                                   | 2,0                        |
| Sr                   | 600                        | 400                              | 280   | 230                                   | 300                        |
| Ba                   | 1200                       | 1180                             | 950   | 400                                   | 600                        |
| B                    | 15                         | Нет данных                       | Нет данных                                      | 23                                    | 10                         |
| Sn                   | 3,5                        | 4,5                              | 4,2   | 7,0                                   | 6,5                        |
| W                    | 1,0                        | 1,4                              | 1,6   | 0,9                                   | 2,5                        |
| Mo                   | Нет данных                 | 1,1                              | 1,2   | Нет данных                            | 5,5                        |
| Zn                   | 50                         | 58                               | 53  | 27                                    | 52                         |
| Pb                   | 12                         | 28                               | 45  | 43                                    | 17                         |
| K/Rb                 | 233                        | 194                              | 210   | 186                                   | 193                        |
| Ba/Rb                | 10,0                       | 6,4                              | 4,5   | 1,9                                   | 4,3                        |
| Число проб           | 4                          | 20–30*                           | 20–30*  | 7                                     | 9                          |

\*По данным В.С. Антипина [3].

ние круга концентрирующихся гранитофильных элементов и усиление степени их концентрирования, что находит отражение в возрастании значений ИНК до трех кларков. Но при этом в лейкогранитах ФДИ борщовочного комплекса, так же как и в аналогичных лейкогранитах гранодиорит-гранитной формационной группы, наблюдается снижение концентраций относящегося к гранитофильным элементам фтора. Одновременно в гранитах ФДИ понижаются концентрации стронция и бария, отражающие снижение температуры их кристаллизации.

В целом лейкограниты ФДИ борщовочного комплекса по уровню накопления гранитофильных элементов являются субредкометаллическими, в чем находит отражение рудоносность их двуслюдяных разновидностей, с которыми в Халзанском массиве непосредственно связаны тела микроклин-альбитовых пегматитов с бедной редкометаллической минерализацией. Как показало изучение гранитов ФДИ Халзанского массива, среди них встречаются участки, сложенные разновидностями лейкогранитов, приближающихся к редкометаллическим (ИНК = +6,9 кларка), но также с низкими (0,4 кларка) концентрациями фтора. Таким образом, дифференциация

| Борщовочный комплекс                      |  |   |   |      | Комплекс в целом: граниты порфировидные и мелко-среднезернистые | Урулюнгуевский комплекс, Урулюнгуевский массив, гнейсограниты порфировидные |
|---|--|---|---|------|---|---|
| Халзанский массив, № 54                   |  |   |   |      |   |   |
| Граниты порфировидные калишпатизированные | Граниты биотитовые мелко-среднезернистые | Граниты двуслюдяные мелко-среднезернистые | Лейкограниты среднезернистые редкометаллические |      |   |   |
| 69,8                                      | 73,3                                     | 73,6                                      | 74,7  | 71   | 74,3  |   |
| 2,8                                       | 2,5                                      | 2,6                                       | 2,8   | 2,7  | 2,2   |   |
| 4,1                                       | 4,1                                      | 3,8                                       | 3,6   | 3,8  | 4,2   |   |
| 0,06                                      | 0,06                                     | 0,05                                      | 0,03  | 0,06 | 0,13  |   |
| 65  | 51                                       | 53  | 140   | 52   | 56  |   |
| 170                                       | 240                                      | 260                                       | 250   | 182  | 285   |   |
| 2,6                                       | 3,2                                      | 4,4                                       | 5,6   | 3,5  | 3,6   |   |
| 210                                       | 160                                      | 60  | 140   | 270  | 80  |   |
| 800                                       | 530                                      | 240                                       | 400   | 800  | 590   |   |
| 16  | 16                                       | 16  | 16  | 15   | 17  |   |
| 4,8                                       | 6,4                                      | 6,6                                       | 11  | 4,4  | 6,5   |   |
| 1,4                                       | 1,0                                      | 2,4                                       | 1,3   | 1,5  | 1,8   |   |
| 7,5                                       | 6,3                                      | 5,6                                       | 4,0   |      | 1,1   |   |
| 59  | 45                                       | 40  | 40  | 52   | 47  |   |
| 23  | 27                                       | 24  | 38  | 32   | 40  |   |
| 241                                       | 171                                      | 146                                       | 144   | 205  | 147   |   |
| 4,7                                       | 2,2                                      | 0,9                                       | 1,6   | 4,3  | 2,1   |   |
| 22  | 11                                       | 10  | 7   | 80   | 17  |   |

интрузий борщовочного комплекса приводила к формированию субредкометаллических, а в отдельных локальных участках – редкометаллических разновидностей лейкогранитов ФДИ.

Среди гранитоидов гнейсогранитной группы повышенными концентрациями большинства гранитофильных элементов выделяются гнейсограниты урулюнгуевского комплекса (см. табл. 11). Как следует из табл. 12, по своему редкоэлементному составу гнейсограниты представлены типичными субредкометаллическими разновидностями (ИНК = 4 кларкам) с повышенными содержаниями фтора и пониженными – стронция и бария, причем установлено, что редкоэлементная характеристика гнейсогранитов не зависит от степени их огнейсованности, катаклаза и милонитизации. Повышенная редкометаллическость гранитоидов комплекса, очевидно, прямо связана с теми интенсивными процессами кремнекалиевого метасоматоза под воздействием флюидов глубинного происхождения, в результате которых были сформированы граниты комплекса. В соответствии с отмеченными особенностями гнейсограниты комплекса резко отличаются от прорывающих их гранитов ундинского комплекса повышенными кон-

Таблица 12

Геохимическая характеристика гранитоидов гнейсогранитной формационной группы в элементных формулах

| Комплекс, массив                               | Разновидность гранитов                    | Элементарная формула   | Индекс концентрации |
|--|---|--|---------------------|
| Борщовочный комплекс                           | Гранодиориты                              | $\frac{\text{Sr}2,0 - \text{Ba}1,5 - \text{Be}1,5 - \text{F}1,2}{\text{Pb}0,6 - \text{Rb}0,7 - \text{W}0,7}$                                 | -1,8                |
| Борщовочный массив                             | Граниты порфировидные                     | $\frac{\text{Be}1,7 - \text{Ba}1,5 - \text{Sn}1,5 - \text{Li}1,5 - \text{Sr}1,3 - \text{F}1,2}{\text{Pb}0,6}$                                | +0,7                |
|  | Граниты биотитовые мелко-среднезернистые  | $\frac{\text{Pb}2,2 - \text{Sn}1,4 - \text{Be}1,3 - \text{Rb}1,2}{\text{F}0,75}$   | +1,9                |
|  | Граниты лейкократовые крупнозернистые     | $\frac{\text{Sn}2,3 - \text{Pb}2,2 - \text{Be}1,6 - \text{B}1,5 - \text{Rb}1,2}{\text{Zn}0,4 - \text{Ba}0,5 - \text{F}0,5 - \text{Sr}0,8}$   | +3,3                |
| Борщовочный комплекс,                          | Гранодиориты                              | $\frac{\text{Sn}2,2 - \text{W}1,7 - \text{Li}1,5}{\text{Be}0,7 - \text{F}0,75 - \text{Ba}0,75 - \text{B}0,8}$                                | +1,7                |
| Халзанский массив                              | Граниты порфировидные                     | $\frac{\text{Li}1,6 - \text{Sn}1,6}{\text{Sr}0,7 - \text{F}0,75}$  | +1,0                |
|  | Граниты биотитовые мелко-среднезернистые  | $\frac{\text{Sn}2,1 - \text{Rb}1,4 - \text{Li}1,3 - \text{Pb}1,3}{\text{Sr}0,5 - \text{Ba}0,7 - \text{W}0,7 - \text{F}0,75 - \text{Zn}0,75}$ | +1,6                |
|  | Граниты двуслюдяные мелко-среднезернистые | $\frac{\text{Sn}2,2 - \text{W}1,6 - \text{Rb}1,5 - \text{Be}1,5 - \text{Li}1,3}{\text{Sr}0,2 - \text{Ba}0,3 - \text{F}0,6 - \text{Zn}0,7}$   | +2,7                |
|  | Граниты лейкократовые редкометальные      | $\frac{\text{Sn}3,7 - \text{Li}3,5 - \text{Be}1,9 - \text{Pb}1,9 - \text{Rb}1,5}{\text{F}0,4 - \text{Sr}0,4 - \text{Ba}0,5 - \text{Zn}0,7}$  | +6,9                |
| Урулюнгуевский комплекс, Урулюнгуевский массив | Гнейсограниты порфировидные               | $\frac{\text{Sn}2,2 - \text{Pb}2,0 - \text{Rb}1,7 - \text{F}1,6 - \text{Li}1,4}{\text{Sr}0,3 - \text{Ba}0,7}$                                | +3,9                |

центрациями гранитофильных элементов. Субредкометалльный характер урулюнгуевских гнейсогранитов согласуется с развитием бедной редкометальной минерализации в отдельных телах связанных с гнейсогранитами пегматитов.

Кроме гранитофильных элементов, в гранитоидах отдельных массивов борщовочного комплекса изучено распределение редкоземельных элементов, циркония, ниобия, гафния и сидерофильных элементов (см. табл. 9, 10). Судя по гранитоидам Халзанского и Кангинского массивов, гранитоидам комплекса свойственны кларковые или ниже кларковых уровни концентраций редкоземельных элементов, Zr, Nb, Hf. Отчетливо пониженными по отношению к кларковому уровню являются концентрации иттрия, иттербия и ниобия. От гранитов ГФ к ФДИ содержание рассматриваемых элементов обычно понижается.

Несмотря на кислый характер гранитов борщовочного комплекса, содержания хрома и никеля в них заметно превышают кларковый уровень, а содержания ванадия, наоборот, понижены. В процессе дифференциации Халзанского массива концентрации редких сидерофильных элементов устойчиво снижаются в соответствии с резким понижением в гранитах ФДИ содержания железа и титана.

### **Лейкогранитная редкометалльная формационная группа Центрального и Восточного Забайкалья**

#### **Распространенность гранитных интрузий группы, их возраст и роль в рудообразовании**

Редкометалльные граниты Забайкалья, благодаря их решающей роли в формировании оловянно-вольфрамового и редкометального оруденения региона, изучены наиболее подробно. Интрузиям редкометальных гранитов предшествовало внедрение интрузий монзонитовой формационной группы, которым посвящен следующий раздел. Такая последовательность изложения определяется очевидной связью редкометальных гранитов с типично коровыми гранитоидами гранодиорит-гранитной и особенно гнейсогранитной формационных групп.

Возраст редкометальных гранитов и сопровождающего оруденения определяется как средне-верхнеюрский и совпадает с периодом максимальной тектонической активности, связанной с мезозойской тектономагматической активизацией.

Районы размещения массивов редкометальных гранитов соответствуют, как правило, отдельным рудным узлам. В Даурской зоне (см. рис. 2) интрузии редкометальных гранитов подразделяются на харалгинский и асакан-шумиловский комплексы. Ранее [191] в харалгинский комплекс объединялись практически все мезозойские лейкогранитные образования Даурской зоны. Геохимическими исследованиями было показано [86], что подавляющее большинство их представляют лейкограниты ФДИ кыринского триас-среднеюрского батолитового комплекса. Собственно харалгинский комплекс редкометальных гранитов представлен в Даурской зоне всего пятью массивами (см. рис. 2, а, № 30а, 31, 32, 33, 34). Все они, кроме Ингодинского (№ 31), связаны с системой Онон-Туринского глубинного разлома, разграничивающего Даурскую и Агинскую

структурно-формационные зоны. Ингодинский массив — единственный во внутренней области Даурской зоны, относящийся к харалгинскому комплексу. Большинство возрастных определений калий-аргоновым методом фиксируют ниже- или среднеюрский возраст интрузий комплекса, и лишь отдельные определения показывают верхнеюрский возраст гранитов.

В северо-западной части Даурской зоны располагается сложный Шумиловский (см. рис. 2, а, № 14, 500 км<sup>2</sup>) массив редкометалльных гранитов асакан-шумиловского комплекса, относимого большинством исследователей к нижней юре. На современных геологических картах в асакан-шумиловский комплекс объединяются все массивы лейкогранитов северо-западной половины Даурской зоны (см. рис. 2, а, № 11, 12, 13, 21, 23), которые, по мнению автора, представляют ФДИ кыринского (и даурского) комплексов [86]. Таким образом, количество массивов редкометалльных гранитов в Даурской зоне на геологических картах до сих пор сильно завышается.

Наиболее многочисленны редкометалльные интрузии в пределах Агинской зоны и области ее восточного обрамления (кукульбейский комплекс). Здесь, учитывая мелкие куполы, насчитывается около 30 массивов и штоков, представляющих несколько редкометалльных интрузивных систем. В Агинской зоне размещаются Саханайская (№ 58–60), Дурулгавская (№ 61), Хангилайская (№ 62), Седловская (№ 63), Кулиндинская (№ 64) интрузивные системы (см. рис. 2, б). В области восточного обрамления Агинской зоны выделяется крупный Шерловогорско-Кукульбейский район с самой высокой степенью оруденения [184], на территории которого находится большинство массивов (см. рис. 2, в, № 66–73) кукульбейского комплекса. К востоку от этого района редкометалльные интрузии практически единичны и разбросаны на громадном пространстве Аргунской зоны (см. рис. 2, в, № 87, 90 и др.). Таким образом, главная часть редкометалльных массивов оловянно-вольфрамового пояса и наиболее продуктивные месторождения сосредоточены в пределах Агинской структурно-формационной зоны и площадей ее ближайшего западного, северного и восточного обрамления.

Как указывалось, интрузии редкометалльной формационной группы играют в оловянно-вольфрамовом поясе Забайкалья главную металлогеническую роль. Практически не известно ни одной редкометалльной гранитной системы, которая не сопровождалась бы проявлениями редкометалльной эндогенной минерализации, хотя большинство из них относится к разряду рудопроявлений, а промышленные месторождения редки. Подробная характеристика большинства месторождений, пространственно ассоциирующих с редкометалльными интрузиями, приводится в широко известных сводах О.Д. Левицкого и В.Ф. Барабанова [6, 7, 105], а также ряде других работ [57, 58]. Из этих данных следует, что разные редкометалльные системы заметно различаются характером сопровождающего оруденения. Особенно следует отметить, что в части интрузивных систем (см. рис. 2, № 61, 64, 66) гидротермальное оруденение сочетается с редкометалльными пегматитами: практически на одном уровне эрозионного среза, но в разных пространственно разобщенных участках, что свидетельствует о малоуглубленном характере редкометалльных пегматитов. Генетиче-

ская общность эндогенной минерализации, сопровождающей редкометальные граниты, проявляется в однотипности элементного состава оруденения. Главным элементом-минерализатором является фтор, который в ряде интрузивных систем сочетается с бором. Главные элементы оруденения — олово и вольфрам (с переменной ролью в разных месторождениях) — постоянно сочетаются с халькофильными As, Bi, Mo, Cu, Pb. Из них промышленное значение в единичных месторождениях имеют полиметаллы.

Краткая геологическая характеристика  
редкометальных интрузий Агинской структурно-формационной зоны  
и Восточно-Забайкальского региона  
(кукульбейский комплекс)

Интрузии кукульбейского комплекса имеют гипабиссальный характер и окружены зонами экзоконтактового ороговикования вмещающих песчано-сланцевых пород. Глубина залегания кровлевой части интрузий обычно не превышала 1—4 км [181].

Массивы комплекса характеризуются разнообразием геологического строения, связанным со степенью дифференциации интрузивных гранитных систем, которые они представляют. Среди массивов Агинской зоны (см. рис. 2, б) Ю.И. Темников [180] выделяет группу пегматитоносных. Группа не является генетически единой и объединяет массивы со шпировыми и внутригранитными пегматитами (Саханайский, № 59; Адунчелонский, № 66; Седловский, № 63), пегматитовые тела в которых тесно связаны с рассекающими граниты дайками аплитовидных гранитов, и массивы, в которых редкометальные пегматиты связаны с самостоятельной субфазой пегматитоносных мусковитовых гранитов (Дурулгуевский, № 61; Мало-Кангинский, № 65; Кулиндинский, № 64). Пегматитоносные граниты генетически близки к мелко-среднезернистым двуслюдяным гранитам ФДИ борщовочного комплекса, которые, как отмечалось, тоже сопровождаются редкометальными пегматитами.

**Интрузивные системы с пегматитоносными гранитами.** Наиболее дифференцированной из таких систем является *Дурулгуевская*. Массив (рис. 6) представлен двумя сближенными гранитными полями (160 км<sup>2</sup>), являющимися купольными выступами единой интрузии. Центральные участки полей сложены крупнозернистыми биотитовыми порфиroidными гранитами ГФ. В пределах северного массива с юго-востока на северо-запад наблюдается смена биотитовых крупнозернистых гранитов двуслюдяными разновидностями, которые постепенно переходят в мусковитовые крупнозернистые граниты купольного выступа в западной приконтактовой зоне вмещающего кварц-вольфрамитовые жилы Дедовогорского месторождения. Эндоконтактовая зона массива сложена средне- и мелкозернистыми биотитовыми и двуслюдяными гранитами, переходящими восточнее в своеобразные мелко-среднезернистые, неравномернозернистые мусковитовые пегматитоносные граниты. Последние слагают пологие пластовые тела с изменчивой текстурой и частыми пегматоидными обособлениями. Полосчатость обусловлена чередованием зон, обогащенных и обедненных мусковитом, имеющим субпараллельную ориентировку. Главная масса пегматитовых

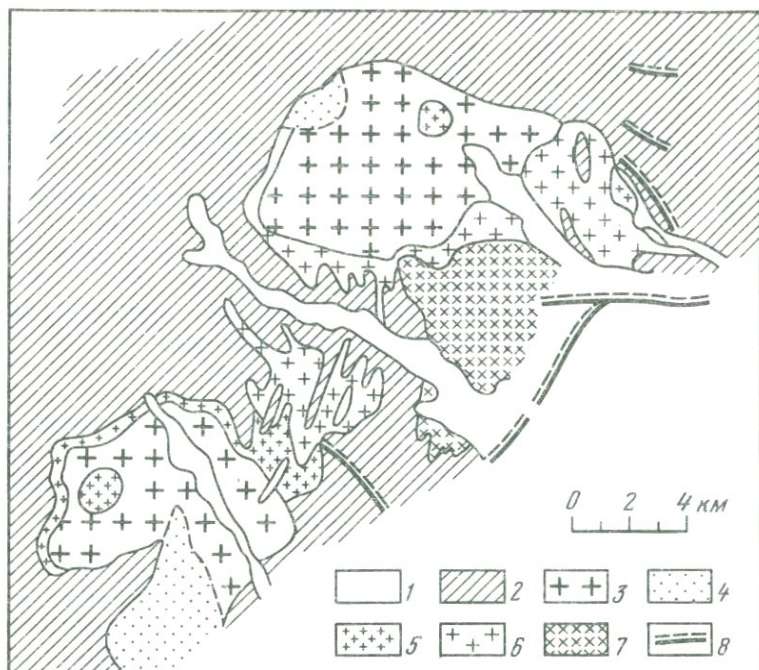


Рис. 6. Геологическая схема Дурулгуевского массива

1 — четвертичные отложения; 2 — песчано-сланцевые породы,  $PZ_{2-3}$ ; 3-6 — кукульбейский комплекс: 3 — граниты биотитовые и двуслюдяные крупнозернистые ГФ, 4 — граниты мусковитовые крупнозернистые купольной фации ГФ, 5 — граниты биотитовые и двуслюдяные мелкозернистые ФДИ, 6 — граниты мусковитовые пегматитоносные ФДИ; 7 — шахтаминский комплекс — диориты и гранодиориты среднекрупнозернистые; 8 — главные разломы

тел, несущих редкометальное оруденение, локализуется, по А.И. Кулагашеву, во фронтальной зоне контактов гранитов со сланцами. Помимо пегматитов с редкометальной минерализацией, с мусковитовыми пегматитоносными гранитами связано касситерит-кварцевое Ималкинское рудопроявление.

Магматическая природа тел мелко-среднезернистых мусковитовых пегматитоносных гранитов сомнения не вызывает. В частности, это доказываетсся детальным геологическим разбором подобных образований в ряде регионов [108, 124]. Биотитовые двуслюдяные и мусковитовые (пегматитоносные) мелко-среднезернистые граниты являются разновидностями или генерациями [26] ФДИ Дурулгуевской интрузивной системы. Тела ФДИ локализовались и дифференцировались в апикально-фронтальной зоне интрузии, располагаясь в основном по периферии ядра гранитов ГФ, с которыми биотитовые разновидности ФДИ связаны постепенными переходами. В соседней Монголии граниты ФДИ Дурулгуевской интрузивной системы представлены двуслюдяными гранитами массивов Хуху-Улинской группы [73].

В мусковитосодержащих гранитах ГФ плагиоклаз (олигоклаз № 12-28)

несколько преобладает над калишпатом (адамеллиты). С увеличением количества мусковита в гранитах возрастает количество плагиоклаза с одновременным его раскислением и уменьшается содержание биотита. При этом суммарное содержание слюд возрастает с 7% в существенно биотитовых гранитах до 11% (и более) в мусковитовых гранитах, в которых появляется в заметных количествах гранат (альмандин-спессартин [58]). В пегматитовых мусковитовых гранитах альбит и кислый плагиоклаз резко преобладают над микроклином, что является характерной особенностью таких гранитов.

Тесная пространственная ассоциация биотитовых гранитов ГФ кукульбейского комплекса с пегматитовыми мусковитовыми гранитами и пегматитами характерна и для *Мало-Кангинского массива*. Массив (50 км<sup>2</sup>) локализован в области южного контакта огнейсованных гранитоидов борщовочного комплекса с метаморфизованными песчано-сланцевыми породами палеозоя (см. рис. 2, б). В зоне экзоконтактов массива среди метаморфических сланцев и гранитоидов борщовочного комплекса широко развиты пластовые тела двуслюдяных и мусковитовых разнозернистых пегматитовых гранитов с характерной для них полосчатой текстурой. ГФ массива представлена крупнозернистыми существенно биотитовыми (6%) с мусковитом (0,3%) порфирированными адамеллитами, в которых плагиоклаз (олигоклаз № 15–25) преобладает над калишпатом. В западной части, по левобережью р. Онон, массив сложен гранодиоритами гибридного облика, содержащими, кроме биотита, около 5% роговой обманки. Как и в Дурулгуевском массиве, в Мало-Кангинском наблюдается сочетание пегматитов с гидротермалитами, представленными касситерит-палеовошпат-кварцевыми жилами Луковогорского месторождения в огнейсованных гранодиоритах западного экзоконтакта, относящихся к борщовочному комплексу. В этом районе также широко развиты мелкие тела мусковитовых пегматитовых гранитов с турмалином и гранатом.

Третья интрузия, где выделяется фаза пегматитовых гранитов, представлена группой *Кулиндинских массивов*, формировавшихся во вмещающих мезозойских сланцах на глубинах до 3 км [34] и являющихся, очевидно, слабо эродированными купольными выступами глубинной интрузии (рис. 7). В Кулиндинской группе биотитовые и мусковитовые пегматитовые граниты слагают пространственно разобщенные тела, что подчеркивает их принадлежность к разным фазам. Поля пегматитов с редкометальной минерализацией тяготеют либо к телам мусковитовых гранитов, либо пространственно автономны от обнажающихся гранитов. В зоне дальнего экзоконтакта западного купола (Богов Утес) расположено одно из старейших в Забайкалье Ононское касситерит-кварцевое месторождение.

Большая часть массивов группы сложена мелкозернистыми биотитовыми гранитами, представляющими, очевидно, эндоконтактовую фацию ГФ. Дайкообразное тело Верхне-Кулиндинского (см. рис. 7, № 5) штока сложено биотитовыми гранодиоритами с характерным для гибридных пород непостоянством состава и структур [14]. При высоком содержании биотита (18%) плагиоклаз в них представлен кислыми разновидностями. Среди биотитовых гранитов Большого Шаронайского (№1) массива геохимически выделяются две резко различные разновидности — ультраредкометальные граниты (адамеллиты) внутреннего ядра массива и субредко-

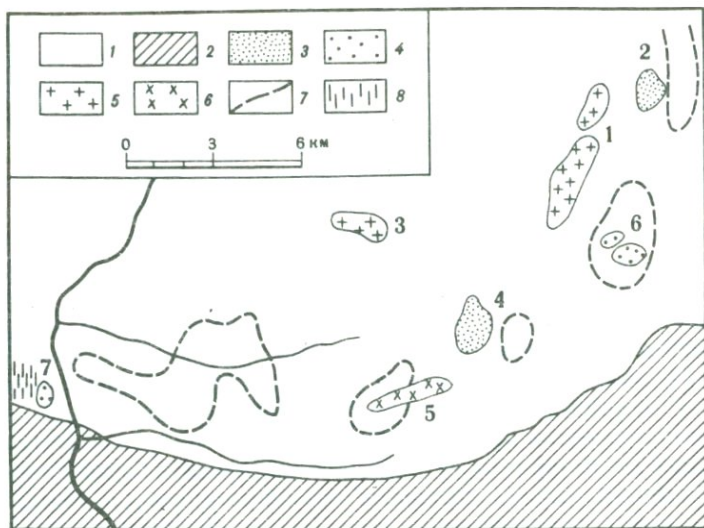


Рис. 7. Геологическая схема массивов Кулиндинской группы, по [34], с использованием данных А.И. Кулагашева

1 – терригенные отложения,  $J_1$ ; 2 – метаморфические сланцы,  $PZ_1$ ; 3–6 – кукульбейский комплекс: 3 – граниты двуслюдяные ГФ; 4 – граниты мусковитовые пегматитовые ФДИ; 5 – граниты биотитовые порфиридные ГФ, 6 – гранодиориты биотитовые; 7 – поля развития пегматитов; 8 – касситерит-кварцевые жилы Ононского месторождения

1–7 – массивы и штоки: 1 – Большие Шаронайские, 2 – Шаронайский, 3 – Мало-Кулиндинский, 4 – Листвянский, 5 – Кулиндинский, 6 – Хара-Быркинские, 7 – Боров Утес

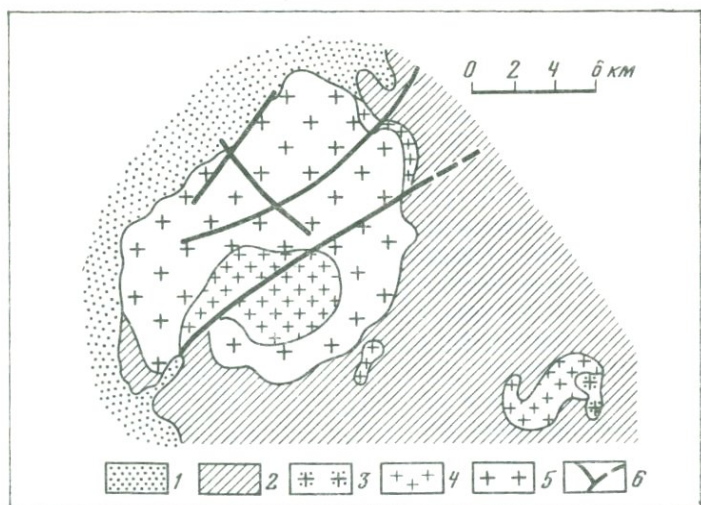


Рис. 8. Геологическая схема Саханайского и Зун-Ундурского массивов, по [180]

1 – современные отложения; 2 – песчано-сланцевые породы, Т; 3–5 – кукульбейский комплекс: 3 – граниты мусковитовые купольной фации ГФ, 4 – граниты двуслюдяные среднезернистые апикальной фации ГФ, 5 – граниты биотитовые с мусковитом крупнозернистые ГФ; 6 – разрывные нарушения

металльные адамеллиты внешней зоны; минеральный состав их практически идентичен (плаггиоклаз — 40—43, калишпат — 22—25, кварц — 24—28, биотит — 6—9, мусковит — 0,5%). Ливинский (№ 4) и Шаронайский (№ 2) массивы сложены двуслюдяными гранитами, содержащими равные количества биотита и мусковита (~4%).

Тела мусковитовых пегматитоносных гранитов — Богов Утес (№ 7), Хара-Быркинские (№ 6) — имеют отчетливо интрузивный характер. В Хара-Быркинской группе наблюдаются апофизы гранитов с пегматитовыми шпирами в сланцах. В гранитах Богова Утеса на контакте с метаморфическими сланцами фиксируется маломощная (10—15 см) зона закалки, представленная мелкозернистым аплитовидным гранитом. В составе гранитов альбит № 5—10 (37—43%) резко преобладает над калишпатом (13—17%), содержание мусковита 7—10%, обычны гранат и турмалин. Из аксессуарных отмечаются танталониобаты, берилл, касситерит и другие минералы редкометальной группы [34].

Таким образом, среди трех рассмотренных интрузий Центрального Забайкалья, в которых выделяется фаза пегматитоносных мусковитовых гранитов и в пределах ареалов которых широко развиты редкометальные пегматиты, две сопровождаются гидротермальным касситерит-кварцевым оруденением (Мало-Кангинский массив и Кулиндинская группа), а в третьей (Дурулгуевская система) развиты как касситерит-кварцевая минерализация, так и приуроченное к участку мусковитовых гранитов купольной фации ГФ вольфрамит-кварцевое оруденение, имеющее главное значение. Подобные участки вольфрамит-кварцевого оруденения типичны для группы преимущественно вольфрамоносных массивов Центрального и Восточного Забайкалья.

**Вольфрамоносные интрузивные системы.** Типичными вольфрамоносными системами являются Саханайская (см. рис. 2, б, в, № 58—60), Хангилайская (№ 62), Олдандинская (№ 70). В эту же группу должны быть включены Белухинский (№ 71) и Соктуйский (№ 69) массивы. Для массивов группы характерна также касситеритовая минерализация, уступающая по масштабам вольфрамотовой.

Массивы *Саханайской интрузивной системы* (рис. 8) прорывают с интенсивным ороговикованием песчано-сланцевые отложения триаса. Зун-Ундурский массив системы представляет эродированный купольный выступ (около 35 км<sup>2</sup>) скрытой интрузии, главный выход которой представлен Саханайским (около 200 км<sup>2</sup>) массивом [186]. К северо-востоку от Саханайского массива расположен Таптанайский шток (2 км<sup>2</sup>).

Внутренняя часть Саханайского массива сложена грубозернистыми биотитовыми (6%) с небольшим количеством мусковита (1%) порфиоровидными адамеллитами (рис. 9). Возвышенные в рельефе участки массива сложены двуслюдяными разновидностями крупнозернистых порфиоровидных адамеллитов с обычным преобладанием биотита (7%) над мусковитом (4%). В южной, возвышенной части, выделяется участок средне-мелкозернистых двуслюдяных (биотит — 4,7, мусковит — 4%) порфиоровидных гранитов, представляющих, очевидно, эродированную в большинстве участков апикальную зону. Внутренние зоны Зун-Ундурского купола сложены средне-мелкозернистыми двуслюдяными порфиоровидными гранитами, соответствующими по минеральному составу апикальной фации

Саханайского массива. В апикальной зоне купола граниты становятся мелкозернистыми резкопорфировидными с одновременным увеличением количества мусковита. В восточной части купола выделяется эндоконтактовый участок мусковитовых (11%) средне-крупнозернистых гранитов купольной фации, вмещающих рудные жилы кварц-касситерит-вольфрамитового Зун-Ундурского жильного месторождения (см. рис. 9). Таптанайский шток сложен аналогичными по составу разновидностями среднезернистых двуслюдяных и мусковитовых гранитов. Последние вмещают кварц-вольфрамитовые жилы Таптанайского рудопроявления [58].

Строению Саханайского массива с Зун-Ундурским куполом во многих принципиальных чертах подобно строение гораздо менее эродированного небольшого (10 км<sup>2</sup>) *Хангилайского* (Хангилай-Шилинского) массива (см. рис. 2, б, № 62) с его восточным куполом грейзенизированных гранитов [58], залегающего в ороговикованных палеозойских песчано-сланцевых породах. Сложен Хангилайский массив в основном среднезернистыми биотитовыми (4,5%) с мусковитом (1–2%) порфировидными гранитами, переходящими в эндоконтактовой зоне в мелкозернистые разновидности. В восточной части массива развиты двуслюдяные граниты, переходящие в эндоконтакте в мусковитовые. Восточный, небольшой (0,1 км<sup>2</sup>) купол Хангилайского массива сложен резкопорфировидными мусковитовыми альбитизированными и грейзенизированными гранитами; к куполу приурочено грейзеновое вольфрамит-кварцевое месторождение жильного и штокового типа.

По характеру фаций гранитоидов Саханайскому и Хангилайскому массивам подобен *Олдандинский массив* Восточного Забайкалья (рис. 10). Большая, восточная часть массива сложена грубозернистыми порфировидными биотитовыми адалеллитами, идентичными глубинным разновидностям Дурулгуевского и Саханайского массивов и переходящими по направлению к северо-западной, водораздельной части массива) в средне-мелкозернистые биотитовые граниты апикальной фации ГФ, которые в зоне контакта в свою очередь переходят в двуслюдяные мелкозернистые граниты, вмещающие Алдакачанское касситерит-вольфрамит-кварцевое месторождение. В водораздельной зоне северо-западного контакта массива мелко-среднезернистые граниты образуют удлинённый юго-западный выступ, в котором выделяется участок мусковитовых (10%) гранитов купольной фации, вмещающих Антовогорское вольфрамит-кварцевое месторождение.

*Белухинский массив* (см. рис. 2, в, № 71), прорывающий гранодиориты ундинского палеозойского комплекса, сложен средне-крупнозернистыми биотитовыми с мусковитом порфировидными адалеллитами ГФ и отличается ограниченным развитием фации двуслюдяных гранитов; жильное вольфрамит-кварцевое с сульфидами оруденение локализовано в основном в зоне его экзоконтакта.

Часть вольфрамоносных массивов сопровождается поздними лейкодифференциатами, представленными группой ультраредкометалльных (литий-фтористых [70]) гранитов, а петрографически – амазонитовыми (микроклин-лепидолит-альбитовыми и микроклин-альбитовыми) гранитами и их субвулканическими аналогами – кварцевыми порфирами, гранит-порфирами групп калиевых эльванов [81] и натриевых онгонитов [72].



Рис. 9. Схема геологической зональности массивов Саханайской группы

1 – граниты биотитовые с мусковитом крупнозернистые порфиroidные ГФ; 2 – граниты двуслюдяные крупнозернистые порфиroidные ГФ; 3 – граниты двуслюдяные среднезернистые порфиroidные апикальной фазии ГФ; 4 – граниты существенно мусковитовые мелкозернистые порфиroidные эндоконтактовой фазии ГФ; 5 – граниты мусковитовые крупнозернистые купольной фазии ГФ; 6 – вмещающие песчано-сланцевые толщи

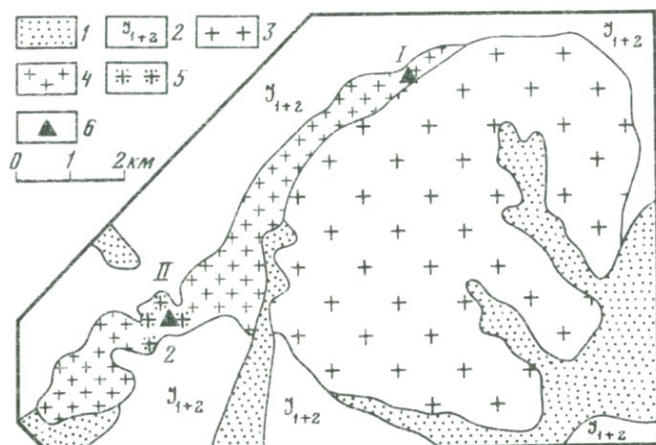


Рис. 10. Геологическая схема Олдандинского массива, по [58]

1 – современные отложения; 2 – песчано-сланцевые породы,  $J_{1+2}$ ; 3–5 – кукульбейский комплекс: 3 – граниты биотитовые крупнозернистые порфиroidные ГФ; 4 – граниты биотитовые и двуслюдяные мелко-среднезернистые апикальной фазии ГФ; 5 – граниты мусковитовые средне-крупнозернистые купольной фазии ГФ; 6 – месторождения: I – Антоновоторское вольфрамовое, II – Алдакачанское оловянно-вольфрамовое

Наиболее определено геологическое положениеamazonитовых гранитов в Хангилайской (см. рис. 2, б, № 62) интрузивной системе, где они слагают небольшой западный сателлитовый купол Хангилайского массива и представляют, очевидно, поздний дифференциат системы. В Кукульбейском районе три небольших массиваamazonитовых гранитов: Этькинский (рис. 11, № 70, а). Ачиканский (№ 73, а), Тургинский (№ 72) располагаются вблизи, но автономно от Олдандинского (№70) массива кукульбейского комплекса. Особенностью этого района является тесное пространственное сочетание средне-верхнеюрских интрузий монцитит-гранодиоритового состава шахтаминского комплекса и интрузий адамелитов-лейкогранитов кукульбейского комплекса. При этом, как видно из схемы рис. 11, в Тур-

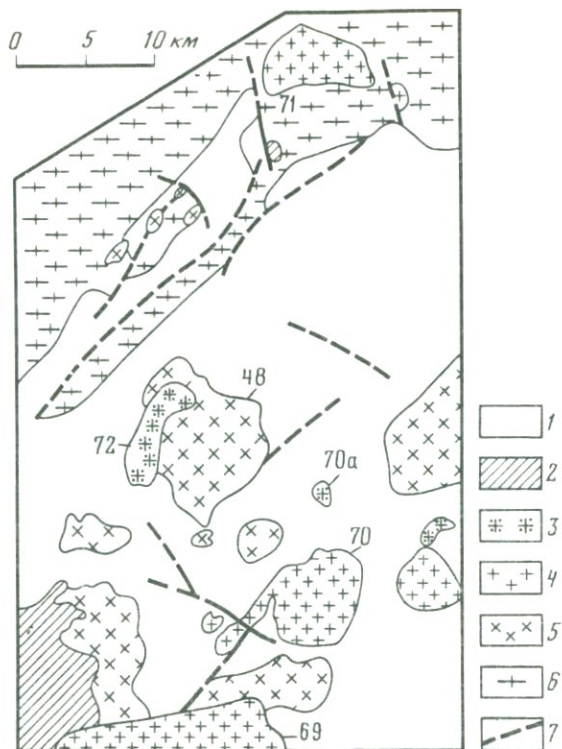


Рис. 11. Геологическая схема Кукульбейского района Восточного Забайкалья, по [47], с упрощением

1 – нижне-среднеюрские отложения; 2 – пермские отложения; 3, 4 – кукульбейский комплекс: 3 – аляскиты и амазонитовые граниты ЗФ, 4 – адамеллиты и граниты ГФ; 5 – шахтаминский комплекс, монциодориты и гранодиориты; 6 – удинский комплекс, гранодиориты; 7 – разрывные нарушения. Цифры на схеме соответствуют номерам массивов на рис. 2, в, в том числе: 48 – Тургинский монциодоритовый (шахтаминский комплекс), 69 – Соктуйский, 70 – Олдандинский, 70а – Этыкинский шток, 71 – Белухинский, 72 – Тургинский аляскитовый (кукульбейский комплекс)

гинском полихронном массиве амазонитовые граниты штоков кукульбейского комплекса (№ 72) прорывают шахтаминские диориты-гранодиориты массива № 48. Точно так же лейкограниты (3% биотита) крупного Соктуйского массива (№ 69), сопровождающегося жильной вольфрамит-кварцевой минерализацией, прорывают гранодиориты расположенных севернее массивов шахтаминского комплекса. Согласно В.Д. Любалину [112], а также Г.И. Менакеру [118], все массивы шахтаминского и кукульбейского комплексов в рассматриваемом Кукульбейском районе размещаются в пределах контура крупной отрицательной гравитационной аномалии, которая может соответствовать положению на глубине единой адамеллит-лейкогранитной интрузии кукульбейского комплекса. В этом случае штоки амазонитовых гранитов представляют ее глубинные дифференциаты.

Массивы амазонитовых гранитов характеризуются сложным строением [106], благодаря, в частности, широкому развитию автометасоматических

процессов [17]. Калишпат в рассматриваемых массивах представлен обычно обогащенной рубидием модификацией-амазонитом, плагиоклаз-альбитом, слюды-литиевым биотитом в Тургинском массиве [87] и циннвальдитом в Этыкинском и Ачиканском массивах [106]. Характерен богатый аксессуарный состав, в котором преобладает топаз (0,5–5% [106]), в заметных количествах присутствуют касситерит, танталит-колумбит, флюорит, циркон.

Кроме амазонитовых гранитов, в Кукульбейском районе имеются их ультраредкометальные субвулканические аналоги, к которым, как установлено [86], относятся кварцевые порфиры (эльваны) рудного поля Букукинского кварц-вольфрамитового месторождения.

Другой преимущественно вольфрамоносной магматической системой, в которой широко развиты амазонитовые граниты и ультраредкометальные субвулканические дифференциаты, является Асакан-Шумиловская (см. рис. 2, а, № 14), расположенная в западной части Даурской зоны. Граниты интрузии, относящиеся к нижнеюрскому асакан-шумиловскому комплексу, обнаруживают значительное геохимическое сходство с гранитами вольфрамоносных массивов кукульбейского комплекса. Главный, Шумиловский массив (500 км<sup>2</sup>) эродирован на 200–300 м, сложен крупно- и среднезернистыми биотитовыми и двуслюдяными гранитами и залегает в калишпатизированных и мусковитизированных в вмещающих гранитоидах даурского комплекса. При разбуривании маломощных грейзеновых зон Шумиловского месторождения в центральной части массива на глубине в 100–170 м подсечена пологая залежь сплошных кварц-топазовых грейзенов с вольфрамитом, сменяющихся в нижней части кварцево-слюдистыми грейзенами, переходящими в двуслюдяные мелкозернистые граниты. Из области распространения последних отходят крутопадающие дайки аплитовидных щелочнополевошпатовых гранитов и фельзит-порфиров (онгонитов), широко развитые в крупно- и среднезернистых гранитах ГФ участка месторождения и представляющие поздние дифференциаты интрузии, относящиеся по геохимическим особенностям к ультраредкометальным разновидностям. В западной части массива известны также локальные тела амазонитовых гранитов.

В целом можно отметить следующие общие и характерные черты строения вольфрамоносных массивов. Наиболее глубинные их части сложены порфировидными грубо- и крупнозернистыми биотитовыми с мусковитом адамеллитами ГФ, сменяющимися среднезернистыми двуслюдяными и затем мелкозернистыми порфировидными гранитами эндоконтактовой фации ГФ. В локальных участках двуслюдяные разновидности переходят в части массивов в средне- и крупнозернистые мусковитовые граниты купольной фации ГФ, к которым обычно приурочено вольфрамит-кварцевое оруденение. Судя по величине эрозионных врезов, рассмотренная зональность охватывает вертикальный диапазон в 200–300 м от кровли массивов. Мусковит адамеллитов ГФ и их двуслюдяных разновидностей представлен крупнокристаллическими позднемагматическими выделениями, в гранитах купольной фации различаются крупные зерна позднемагматического мусковита и его мелкозернистые поствагматические агрегаты, метасоматически замещающие другие минералы. Аналогичные выводы о природе мусковита делаются в работах Э.П. Изоха [61], Р. Кюне и др.

[233], В.И. Коваленко [70]. Формирование различающихся по зернистости фаций гранитов связано с различиями в температурном режиме кристаллизации внутренних и внешних частей интрузий. Формирование мусковитовых фаций обусловлено, очевидно, процессом эманационной дифференциации [171] и накоплением летучих, в первую очередь воды, в апикальных зонах и купольных выступах. В части вольфрамоносных интрузий поздние, очевидно внутрикамерные, дифференциаты представлены малыми телами и дайками амазонитовых гранитов или субвулканических ультраредкометалльных гранит-порфиров и кварцевых порфиров – онгонитов и эльванов. Известны массивы (Дурулгуевская система), где развиваются пегматитоносные мусковитовые граниты ФДИ.

Связь вольфрамит-(касситерит)-кварцевого оруденения с куполами мусковитовых гранитов хотя и типична, но необязательна. Часть массивов сопровождается жильным вольфрамит-кварцевым, а также касситерит-кварцевым эндо- и экзоконтактовым оруденением без формирования купольной фации мусковитовых гранитов (Белухинский, Соктуйский, Шумиловский массивы).

**Преимущественно оловоносные интрузивные системы.** В эту группу должна быть выделена в первую очередь Адунчелонско-Шерловогорская интрузивная система (рис. 12), представленная небольшим (1,5 км<sup>2</sup>) Шерловогорским куполом и крупным (70 км<sup>2</sup>) Адунчелонским массивом, вероятная принадлежность которых к одной интрузивной системе определяется их приуроченностью к единому крупному гравитационному минимуму [118].

*Шерловогорский купол* системы сложен крупнозернистыми лейкогранитами с резким преобладанием калишната над кислым плагиоклазом и резкопорфировидными гранитами с мелкозернистой основной массой [153]. С зонами грейзенизации в гранитах купола связана топаз-аквамариновая и вольфрамитовая минерализация. В двух километрах восточнее купола в палеозойских плагиогранитах размещается крупное поле кварцевых порфиров, вмещающих оловорудное месторождение и, как установлено, относящихся к ультраредкометалльным образованиям. Ранее была показана принадлежность их к поздним дифференциатам Шерловогорской интрузии, что подтверждается геохимическими данными.

Согласно А.М. Гребенникову, аналогичные шерловогорским интрузии субвулканических гранит-порфиров и кварцевых порфиров широко распространены в пределах всего южного Приаргуныя. Ранее эти образования выделялись в отдельный шерловогорский комплекс, а В.И. Коваленко и др. [71] была установлена принадлежность по крайней мере части этих пород к онгонитам.

В отличие от Шерловогорского купола, *Адунчелонский массив* системы сложен порфировидными крупнозернистыми адамеллитами-гранитами, меланократовыми (~10% биотита) в краевой зоне и более лейкократовыми (5% биотита) – во внутренней [185]. В центральной части массива выделяется (см. рис. 12) локальное тело мелкозернистых резкопорфировидных лейкогранитов ФДИ, известных ранее под неверным названием "гранит-порфиров". С гранитами ФДИ связаны редкометалльные пегматиты Адунчелонского поля, главная масса тел которых размещается во внутренней области массива по периферии гранитов ФДИ.

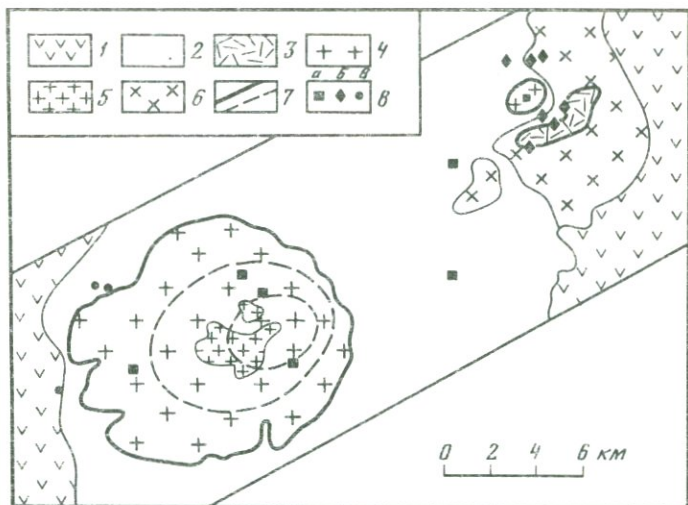


Рис. 12. Геологическая схема Адунчелонско-Шерловогорского района, по [57], с использованием данных А.И. Кулагашева

1 – вулканогенно-осадочные образования,  $MZ_3$ ; 2 – вулканогенно-осадочные образования,  $PZ$ ; 3–5 – кукульбейский комплекс: 3 – кварцевые порфиры (онгониты)  $ЗФ$ , 4 – граниты биотитовые и двуслюдяные  $ГФ$ , 5 – граниты мелкозернистые редкопорфировидные  $ФДИ$ ; 6 – плагииграниты и габбро-диориты,  $P$ ; 7 – внешний контур интрузий кукульбейского комплекса и внутренние зоны Адунчелонского массива, по [185]; 8 – месторождения и рудопроявления: а – вольфрамит-касситерит-кварцевые жилы, б – сульфидно-касситеритовые с турмалином, в – полиметаллические

Крупнозернистыми порфировидными адамеллитами сложен другой массив с пегматитами – *Седловский* (№ 63, 80 км<sup>2</sup>), расположенный в северной части Агинской зоны. Массив слабо дифференцирован, встречаются локальные тела среднезернистых двуслюдяных гранитов  $ФДИ$ . Пегматиты размещаются частью внутри массива, частью – в ближайшем экзоконтакте. В массиве известно оловянное проявление.

Подводя итог рассмотрению строения массивов кукульбейского комплекса, можно выделить следующие их особенности.

1. Адамеллитовый (содержание биотита 5–6%) и реже лейкогранитный состав крупнозернистых порфировидных гранитов  $ГФ$ .

2. Обычное присутствие в адамеллитах небольших количеств (1%) мусковита.

3. Развитие в большинстве массивов приповерхностных фаций двуслюдяных гранитов, переходящих в ряде случаев в мусковитовые граниты купольной фации  $ГФ$ .

4. Наличие в части массивов, сопровождающихся крупными полями редкометаллических пегматитов, апикально-фронтальных интрузивных тел пегматитоносных мусковитовых гранитов  $ФДИ$ , с которыми пегматиты непосредственно связаны.

5. Наличие в части интрузивных систем самостоятельных тел поздних глубинных дифференциатов, представленных штоками амазонитовых гранитов и субвулканических гранит-порфиров и кварцевых порфиров (калиевых-эльванов и натриевых-онгонитов).

По составу акцессорных минералов граниты комплекса относятся к ильменит-монацитовому типу и характеризуются постоянным присутствием заметных количеств минералов редкометальной ассоциации (Sn, W, Be, Ta, Nb) и фтора [42].

Краткая геологическая характеристика  
редкометальных интрузий восточной части Даурской зоны  
(харалгинский комплекс)

Строение и минеральный состав гранитов комплекса изучались автором совместно с Л.Н. Сवादковской [85, 86, 151, 152]. Комплекс представлен пятью массивами. Из них два наиболее крупных (эродированных) — Харалгинский (см. рис. 2, а, № 34) и Береинский (№ 35) — являются, вероятно, выступами единой крупной интрузии. Все массивы имеют типично гипабиссальный приповерхностный облик.

ГФ представлена резкопорфировидными гранитами, в которых порфировые выделения полевых шпатов таблитчатой формы (до 1,5 см) цементируются мелкозернистой основной массой. В литературе они нередко назывались гранит-порфирами. Типичные гранит-порфиры с тонкозернистой основной массой являются фацией закалки.

Самый крупный *Харалгинский массив* (рис. 13) сложен субвулканическими гранит-порфирами первой фазы, по В.В. Старченко, и гранитами внутреннего ядра (вторая фаза, 50 км<sup>2</sup>), прорывающими кыринские гранитоиды и среднеурские вулканы. Внутренняя северо-западная часть массива сложена среднезернистыми биотитосодержащими лейкогранитами, которые юго-восточнее сменяются резкопорфировидными биотитовыми гранитами, представляющими наиболее распространенную фацию ГФ. Среди порфировидных гранитов встречаются участки мелкозернистых гранитов ФДИ, связанных с порфировидными гранитами постепенными быстрыми (в пределах 1–2 метров) переходами. В области восточного контакта наблюдается постепенная смена порфировидных гранитов субвулканическими гранит-порфирами, переходящими, в свою очередь, в субвулканические кварцевые порфиры. Вместе с тем полученные геохимические данные свидетельствуют о достаточно резких различиях между гранитами и субвулканическими разновидностями, подтверждающими вероятную их принадлежность к разным интрузивным мегафазам.

В расположенном северо-восточнее Харалгинского *Береинском* (см. рис. 2, а, № 35) массиве (около 60 км<sup>2</sup>) выделяется три разновидности гранитов: крупнозернистые биотитовые лейкократового облика, слагающие центральные и относительно глубинные части массива, крупнозернистые резкопорфировидные главной фации, гранит-порфиры апикальных эндоконтактных зон.

*Ханчалангинский шток* (№ 32, около 2 км<sup>2</sup>) прорывает и интенсивно ороговиковывает вмещающие песчано-сланцевые толщи триаса. Сложен резкопорфировидными гранитами и маломощной зоной гранит-порфиров в апикальной части. Является резким купольным выступом крупной скрытой гранитной интрузии, размещающейся юго-западнее Харалгинского массива, принадлежавшей, вероятно, к единому с Харалгинским и Береинским массивами магматическому очагу.

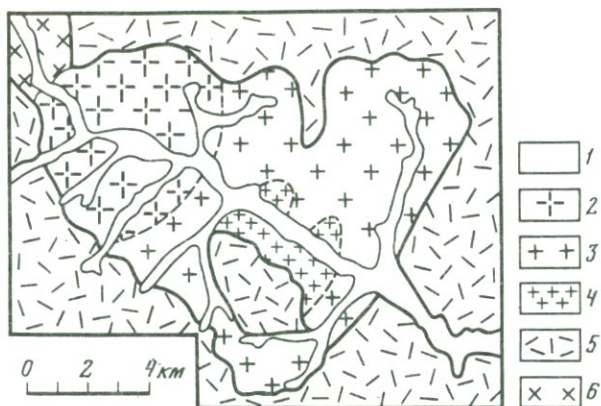


Рис. 13. Геологическая схема Харалгинского массива, по В.В. Старченко и А.И. Кулагашеву с дополнениями автора

1 — речные отложения; 2–5 — харалгинский комплекс: 2 — граниты лейкократовые ГФ, 3 — граниты биотитовые порфировидные ГФ, 4 — граниты биотитовые мелкозернистые ФДИ, 5 — субвулканические гранит-порфиры и псевдотуфы кварцевых порфиров I фазы; 6 — гранитоиды кыринского комплекса

Значительно северо-восточнее Харалгинского ареала редкометальных гранитов расположен небольшой *Барунтенский* (№ 30, а, 5 км<sup>2</sup>) массив, приуроченный, как и предыдущие массивы, к Онон-Туринской зоне глубинных разломов. Он сложен порфировидными и резкопорфировидными гранитами, прорывающими с интенсивным ороговикованием песчано-сланцевые породы триаса.

К харалгинскому комплексу относится также расположенный во внутренней области Даурской зоны *Ингодинский массив* (№ 31, около 4 км<sup>2</sup>), подобно охарактеризованный Е.И. Доломановой [46]. Граниты массива прорывают песчано-сланцевые породы палеозоя с явлениями интенсивного ороговикования. Главная часть массива (рис. 14) сложена порфировидными и резкопорфировидными гранитами. Гранит-порфиры образуют эндоконтактовую прерывистую оторочку массива, исчезающую в участках, где эрозионный срез относительно глубже. Восточный выступ массива сложен мелкозернистыми двуслюдяными гранитами ФДИ. Из области южного контакта массива отходит южная апофиза, представляющая удлиненное субмеридиальное тело протяженностью до 2,5 км и мощностью до 200 м, сложенное кварцевыми порфирами. В участке сочленения апофизы с массивом (рис. 14) в свалах продолжают гранит-порфиры, слагающие эндоконтактовую зону массива, обломки которых резко сменяются обломками кварцевых порфиров. Это свидетельствует о вероятной принадлежности апофизы к самостоятельной интрузивной фазе (ЗФ). Решающее значение для такого вывода имели геохимические данные. Согласно Л.Н. Сवादковской, южный выход апофизы сложен кварцевыми порфирами с микрополевошпатовой основной массой; северная часть, примыкающая к Ингодинскому массиву, — кварцевыми порфирами с микрогранитовой основной массой; апикальные ее части — фельзит-порфирами. В составе основной массы кварцевых порфиров отмечаются в значительных количествах микролиты топаза, концентрирующиеся вокруг отдельных вкрап-

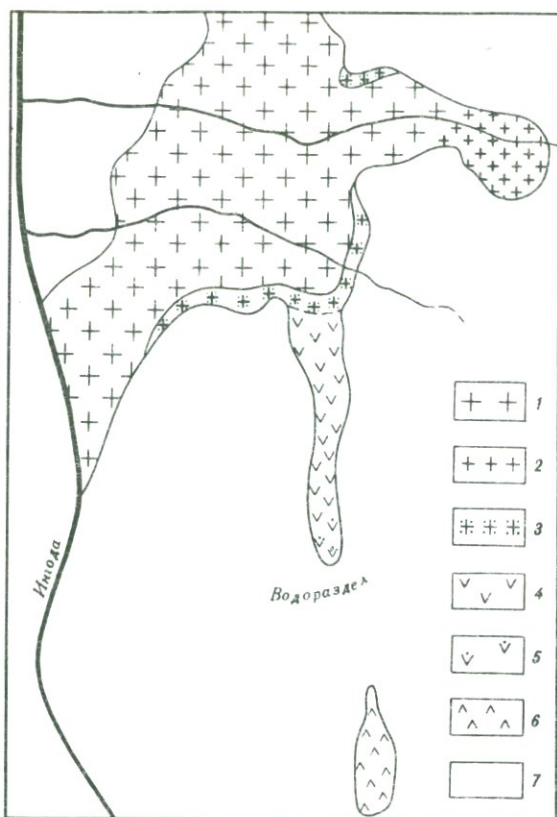


Рис. 14. Геологическая схема Ингодинского массива, по [46, 86]

1–6 – харалгинский комплекс: 1 – граниты порфировидные ГФ, 2 – граниты мелкозернистые ФДИ, 3 – гранит-порфиры эндоконтактной фации ГФ, 4–6 – породы Ингодинской апофизы ЗФ (4 – гранит-порфиры с микрогранитной основной массой, 5 – фельзиты, 6 – гранит-порфиры с полевошпатовой основной массой); 7 – ортогикованные песчано-сланцевые породы палеозоя

ленников плагиоклаза и в их внешней зоне. Породы апофизы в большей ее части подвержены аутометасоматической серицитизации.

В восточном эндоконтакте Ингодинского массива распространены грейзенизированные варианты биотитовых гранитов ГФ и ФДИ. К этому участку приурочено Ингодинское оловорудное месторождение. Другое. Лево-Ингодинское, расположено в зоне западного экзоконтакта массива [46].

Массивы харалгинского комплекса сложены исключительно лейкократовыми разновидностями гранитов, характеризующимися значительным постоянством минерального состава, в котором калишпат резко преобладает над кислым плагиоклазом (альбит-олигоклаз, № 3–15), темноцветные представлены биотитом (2–4%), отмечается мусковит. Характерной особенностью является присутствие в значительных количествах (0,2–0,3%) акцессорного флюорита.

## Геохимическая характеристика гранитоидов редкометальной формационной группы

Интрузии редкометальной группы сложены адамеллитами (71–73%  $\text{SiO}_2$ ), лейкогранитами ( $> 73\% \text{SiO}_2$ ) и ультракислыми лейкогранитами ( $> 74\% \text{SiO}_2$ ). Адамеллиты содержат приблизительно равные количества плагиоклаза (андезин-олигоклаз) и калишпата, 6–7% биотита и около 1% мусковита. В лейкогранитах калишпат заметно преобладает над кислым плагиоклазом (альбит-олигоклаз), содержание биотита составляет 2–4%.

В редкометальной группе доминируют адамеллитовые интрузии кукульбейского комплекса (см. табл. 3; рис. 3 и 4), распространенные в пределах Центрального и Восточного Забайкалья (см. рис. 2, б, в). Редкометальные интрузии ультракислых лейкогранитов, представляющие харалгинский и асакан-шумиловский комплексы (табл. 3; рис. 3, 4) в Даурской структурно-формационной зоне, сравнительно малочисленны (см. рис. 2, а).

Как следует из рис. 4, всем разновидностям редкометальных гранитов свойственна повышенная калиевость при близких к кларковому уровню содержаниях натрия. Главной отличительной петрохимической особенностью интрузий адамеллитового состава является их повышенная глиноземистость (пологий, удлинённый влево вектор в правой части диаграммы рис. 3). Минералогически повышенная глиноземистость коррелируется с повышенным содержанием в адамеллитах слюд (биотита или биотита с мусковитом).

В предыдущем разделе было показано, что сопровождающее редкометальные интрузии оруденение в большинстве случаев непосредственно ассоциирует с их поздними дифференциатами, представленными двуслюдяными и мусковитовыми гранитами купольных выступов (фашия гранитов ГФ), биотитовыми и двуслюдяными мелко-среднезернистыми гранитами ФДИ, разновидностью которых являются пегматитоносные мусковитовые граниты, и небольшими интрузиями ЗФ, представленными штоками амазонитовых гранитов и субвулканическими телами ультраредкометальных гранит-порфиров и кварцевых порфиров. Среди последних, как уже отмечалось выше, автором различаются онгониты [72], в которых содержания  $\text{Na}_2\text{O} \cong \text{K}_2\text{O}$ , и зльваны, характеризующиеся обратным соотношением щелочей ( $\text{K}_2\text{O} \gg \text{Na}_2\text{O}$ ).

Особенности химического состава перечисленных дифференциатов редкометальных интрузий охарактеризованы данными табл. 13 и диаграммами рис. 15 и 16. Мусковитовые граниты купольной фашии ГФ и пегматитоносные мусковитовые граниты ФДИ представляют ультракислые дифференциаты адамеллитовых редкометальных интрузий. При этом характерной отличительной особенностью пегматитоносных гранитов является их повышенная натриевость и соответственно пониженная калиевость (рис. 16), что минералогически выражается в резком преобладании альбита в составе полевых шпатов.

Состав биотитовых разновидностей гранитов ФДИ, как правило, близок к составу гранитов ГФ. Аналогичным образом состав субвулканических дифференциатов ЗФ (онгонитов и зльванов) также близок к составу гранитов ГФ, откуда можно заключить, что очаги остаточных расплавов ЗФ лока-

Таблица 13

Химический состав (в вес. %) разновидностей гранитов кукульбейского комплекса и дифференциатов интрузивных систем с онгонитами-эльванами редкометальной формационной группы Забайкалья

| Компонент                      | Кукульбейский комплекс, средние данные |                                      |  | Кукульбейский комплекс, Адунчелонско-Шерловогорская интрузивная система |                            |                      |
|--------------------------------|--|--------------------------------------|--|---|----------------------------|----------------------|
|                                | Адамеллиты и лейкограниты ГФ           | Граниты мусковитовые купольной фации | Граниты мусковитовые пегматитоносные ФДИ | Адунчелонский массив  |                            | Шерловогорский купол |
|                                |  |                                      |  | Граниты биотитовые ГФ   | Граниты мелкозернистые ФДИ |                      |
|                                | 1                                      | 2                                    | 3  | 4   | 5                          | 6                    |
| SiO <sub>2</sub>               | 73,02                                  | 75,34                                | 74,64                                    | 73,39   | 73,69                      | 76,21                |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,23                                   | 0,05                                 | 0,02                                     | 0,22  | 0,10                       | 0,05                 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,17                                  | 13,77                                | 14,75                                    | 14,53   | 14,65                      | 13,09                |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,48                                   | 0,37                                 | 0,40                                     | 2,08  | 0,37                       | 0,44                 |
| FeO                            | 1,65                                   | 0,92                                 | 0,37                                     | —   | 0,99                       | 0,72                 |
| MnO                            | 0,03                                   | 0,07                                 | 0,04                                     | 0,01  | 0,12                       | —                    |
| MgO                            | 0,36                                   | 0,10                                 | 0,002                                    | 0,19  | 0,13                       | 0,06                 |
| CaO                            | 0,95                                   | 0,36                                 | 0,47                                     | 1,01  | 0,65                       | 0,29                 |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,59                                   | 3,69                                 | 4,47                                     | 3,47  | 3,85                       | 2,35                 |
| K <sub>2</sub> O               | 4,65                                   | 4,23                                 | 3,76                                     | 4,77  | 4,40                       | 4,54                 |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,06                                   | 0,04                                 | 0,08                                     | 0,07  | 0,10                       | —                    |
| Пшп                            | 0,69                                   | 0,89                                 | 0,66                                     | 0,85  | 1,03                       | 0,96                 |
| Число проб                     | 122                                    | 14*                                  | 39*                                      | 13**  | 2**                        | 4***                 |

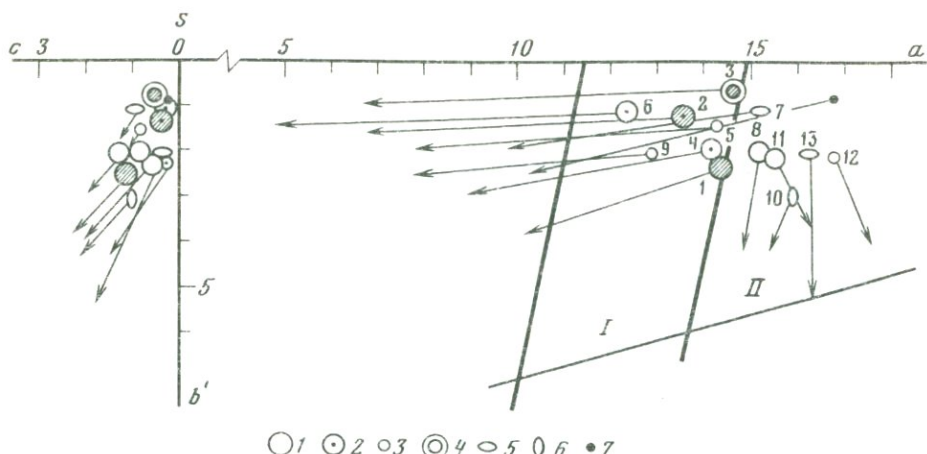
\*По [86]. \*\*По [185]. \*\*\*Данные автора по пробам Ю.П. Трошина. \*\*По [43].

лизовались не в купольных выступах, где формировались наиболее кислые дифференциаты, а во внутренних зонах редкометальных интрузий. В частности, эльваны Ингодинской апофизы характеризуются заметно более основным составом по сравнению с гранитами ГФ Ингодинского массива (табл. 13, рис. 16). Данные рис. 16 иллюстрируют очевидные петрохимические различия между натриевыми и калиевыми разновидностями гранит-порфиров и кварцевых порфиров ЗФ — онгонитами и эльванами. Онгониты (Адунчелонско-Шерловогорская и Шумиловская интрузивные системы, табл. 13, ан. 7, 13) характеризуются резко повышенными содержаниями натрия и пониженными (до кларкового уровня) содержаниями калия. Эльванам (Ингодинская система, ан. 10), напротив, свойственны резко повышенные содержания калия при кларковом уровне концентраций натрия. Как будет показано ниже, эльвановые поздние дифференциаты более типичны для существенно оловоносных редкометальных гранитных интрузивных систем. Согласно В.И. Коваленко [70], онгониты являются

| Сопка Большая                | Харалгинский комплекс, Ингодинская интрузивная система |                         |                                | Асаган-Шумиловский комплекс, Шумиловская интрузивная система |                                 |                                 |
|------------------------------|--|-------------------------|--------------------------------|--|---------------------------------|---------------------------------|
|                              | Ингодинский массив                                     | Ингодинская апофиза     | Шумиловский массив             | Пластовые тела, дайки  |                                 |                                 |
|                              |  |                         |                                | Лейкограниты биотитовые ГФ                                   | Лейкограниты мелкозернистые ФДИ |                                 |
| Кварцевые порфиры (онгониты) | Граниты резко порфировидные ГФ                         | Граниты двуслюдяные ФДИ | Кварцевые порфиры (эльваны) ЗФ | Лейкограниты биотитовые ГФ                                   | Лейкограниты мелкозернистые ФДИ | Кварцевые порфиры (онгониты) ЗФ |
| 7                            | 8  | 9                       | 10                             | 11   | 12                              | 13                              |
| 73,71                        | 73,72  | 74,31                   | 72,12                          | 74,74  | 73,23                           | 73,64                           |
| —                            | 0,26   | —                       | 0,27                           | 0,12   | 0,12                            | 0,06                            |
| 14,07                        | 12,91  | 13,17                   | 13,79                          | 12,92  | 13,60                           | 13,24                           |
| 0,29                         | 0,50   | 0,92                    | 0,39                           | 0,12   | 0,21                            | Не обн.                         |
| 0,83                         | 1,59   | 1,28                    | 2,34                           | 1,72   | 1,61                            | 1,54                            |
| 0,04                         | 0,03   | 0,05                    | 0,12                           | 0,03   | 0,04                            | 0,07                            |
| 0,10                         | 0,28   | 0,14                    | 0,19                           | 0,22   | 0,26                            | 0,39                            |
| 0,79                         | 0,71   | 0,84                    | 0,84                           | 0,66   | 0,52                            | 0,38                            |
| 4,18                         | 3,73   | 3,28                    | 3,50                           | 3,70   | 4,58                            | 5,20                            |
| 4,37                         | 5,02   | 4,15                    | 5,90                           | 5,40   | 5,01                            | 3,74                            |
| —                            | 0,03   | —                       | —                              | 0,03   | 0,03                            | 0,03                            |
| 1,72                         | 0,77   | 1,40                    | 1,10                           | 0,41   | 0,47                            | 0,68                            |
| 5***                         | 14*  | 2*                      | 12*                            | 7  | 6                               | 1                               |

субвулканическими аналогами литионит-микроклин (амазонит)-альбитовых гранитов (апогранитов, по А.А. Беусу и др., [17]), в которых обогащенность натрием выражена еще более резко, чем в онгонитах (рис. 16). Как известно, особенности состава амазонитовых гранитов связываются А.А. Беусом и его коллегами с процессами альбитизации и других метасоматических изменений, изучение геохимии которых представляет ввиду сложности и интенсивности этих процессов самостоятельную задачу. Поэтому геохимия этих гранитов в настоящей работе подробно не рассматривается.

Все поздние дифференциаты интрузий адамеллитового состава (кукульбейский комплекс), включая онгониты и амазонитовые граниты, наследуют наиболее характерную особенность их состава — высокую глиноземистость (см. рис. 15). Благодаря замене на петрохимических диаграммах А.Н. Заварицкого параметра "b" на параметр "b'" Д.С. Штейнберга [198], однозначно выявляется существенно лейкократовый характер исходных



○ 1 ⊙ 2 ◉ 3 ⊕ 4 ◊ 5 ○ 6 ● 7

Рис. 15. Петрохимическая диаграмма А.Н. Заварицко главных разновидностей гранитоидов кукульбейского комплекса и дифференциатов интрузивных систем с онгонитами-эльванами редкометальной формационной группы

1 — адамеллиты и лейкограниты ГФ; 2 — двуслюдяные и мусковитовые граниты купольной фации ГФ; 3 — биотитовые и двуслюдяные граниты ФДИ; 4 — мусковитовые мелко-среднезернистые пегматитоносные граниты ФДИ; 5 — кварцевые порфиры и гранит-порфиры-онгониты; 6 — калиевые кварцевые порфиры и гранит-порфиры-эльваны; 7 — литионит-амазонит-альбитовые граниты, по [17]; 1-11 — поля: I — гранитов, II — щелочных гранитов, по [29]; заштрихованы точки средних составов разновидностей гранитов кукульбейского комплекса; цифры на диаграмме соответствуют номерам колонок анализов в табл. 13

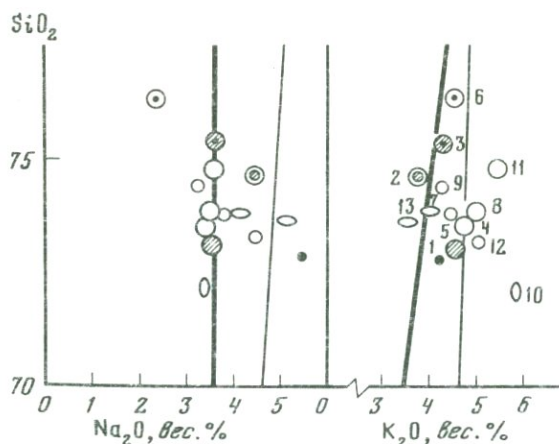


Рис. 16. Соотношение  $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$  в разновидностях гранитов редкометальной формационной группы

Условные обозначения те же, что и на рис. 15

расплавов адамеллитов и возрастание степени дифференцированности мусковитовых гранитов купольных выступов и ФДИ по сравнению с адамеллитами ГФ. Сохраняющаяся высокая глиноземистость субвулканических поздних дифференциатов-онгонитов подтверждает первично магматическую, а не наложенную природу высокой глиноземистости редкометалльных интрузий адамеллитового состава кукульбейского комплекса.

Как следует из диаграммы рис. 15, редкометалльные ультракислые лейкогранитные интрузии Даурской зоны отличаются от интрузий адамеллитовой группы более высокой общей щелочностью гранитов, характеризующихся, кроме того, повышенной железистостью (короткие векторы в правой части диаграммы). Соответственно поздние дифференциаты (мелкозернистые граниты ФДИ и онгониты ЗФ) полностью наследуют эти особенности лейкогранитов ГФ редкометалльных интрузий.

Таким образом, устанавливаются отчетливые петрохимические различия редкометалльных интрузий, развитых соответственно в Даурской структурно-формационной зоне Центрального Забайкалья и в Агинской и Аргунской зонах. Не вдаваясь в подробный анализ возможных причин этих различий, следует подчеркнуть, что основное геологическое развитие двух названных крупных структурно-формационных подразделений оловянно-вольфрамового пояса Забайкалья состоит в резком преобладании на территориях Агинской и Аргунской зон, где развиты редкометалльные интрузии адамеллитового состава, более древних терригенных песчано-сланцевых образований, тогда как территория Даурской зоны сложена преимущественно палеозойскими и раннепалеозойскими гранитоидами даурского и кыринского комплексов, служившими вмещающей средой для интрузий редкометалльных лейкогранитов повышенной щелочности (асакан-шумиловский и харалгинский комплексы).

Редкоэлементный состав части интрузий кукульбейского комплекса впервые на количественной основе был охарактеризован в работе А.А. Буеца и А.А. Ситнина [18], а несколько позднее — М.И. Кузьминым и В.С. Антипиным [104]. Подробная геохимическая характеристика гранитов редкометалльных интрузий Центрального Забайкалья дана в работах автора с Л.Н. Свядковской [85, 86, 87].

Главной отличительной геохимической особенностью гранитов редкометалльных интрузий является их редкометальность, выражающаяся в повышенных концентрациях в гранитах всех или большинства гранитофильных элементов (табл. 14), превышающих кларковый уровень в 1,5–4 раза и более (табл. 15). Другой важной геохимической особенностью гранитов редкометалльных интрузий, как и большинства лейкогранитов вообще, являются пониженные относительно кларкового уровня содержания бария и стронция. Благодаря концентрации типичного гранитофильного элемента рубидия и пониженным содержаниям бария, значения индикаторных отношений  $K/Rb$  и  $Ba/Rb$  в гранитах ГФ редкометалльных интрузий снижаются до 120–100 и 1,6–1,2 соответственно против 190 и 4,7 в гранитах с кларковой геохимической характеристикой. В поздних дифференциатах редкометалльных интрузий эти отношения понижаются до минимальных значений (табл. 14).

Повышенная редкометальность гранитов редкометальной формационной группы однозначно фиксируется в элементных формулах и значениях ин-

Таблица 14

Редкоэлементный состав разновидностей гранитов и дифференциатов интрузивных систем с онгонитами-эльванами редкометальной формационной группы

| Элемент    | Кукульбейский комплекс, средние данные |                                      |  | Кукульбейский комплекс, Адунчелонско-Шерловогорская интрузивная система |                            |  |
|------------|--|--------------------------------------|--|---|----------------------------|--|
|            | Адамеллиты и лейкограниты ГФ           | Граниты мусковитовые купольной фации | Граниты мусковитовые пегматитоносные ФДИ | Адунчелонский массив  |                            | Шерловогорский купол                   |
|            |  |                                      |  | Граниты биотитовые ГФ   | Граниты мелкозернистые ФДИ | Граниты двуслюдяные купольной фации ГФ |
|            | 1                                      | 2                                    | 3  | 4   | 5                          | 6                                      |
| Na, %      | 2,6                                    | 2,7                                  | 3,2                                      | 2,7   | 2,9                        | 2,4                                    |
| K          | 3,7                                    | 3,6                                  | 3,1                                      | 3,9   | 3,7                        | 4,2                                    |
| F          | 0,15                                   | 0,2                                  | 0,05                                     | 0,22  | 0,12                       | 0,55                                   |
| Li, г/т    | 100                                    | 200                                  | 80                                       | 120   | 185                        | 120                                    |
| Rb         | 290                                    | 420                                  | 330                                      | 300   | 330                        | 450                                    |
| Be         | 6,5                                    | 14                                   | 10                                       | 6,3   | 10                         | 8                                      |
| Sr         | 170                                    | 80                                   | 15                                       | 150   | 100                        | 50                                     |
| Ba         | 450                                    | 120                                  | 60                                       | 340   | 190                        | 100                                    |
| B          | 31                                     | 38                                   | 29                                       | 21  | 34                         | 50                                     |
| Sn         | 9,3                                    | 40                                   | 20                                       | 12  | 18,7                       | 25                                     |
| W          | 2,8                                    | 11                                   | 3,5                                      | 4,0   | 9,2                        | 13                                     |
| Mo         | 1,6                                    | —                                    | —  | 0,8   | —                          | 6,0                                    |
| Zn         | 47                                     | 26                                   | 13                                       | 41  | 23                         | 100                                    |
| Pb         | 31                                     | 24                                   | 22                                       | 32  | 35                         | 40                                     |
| K/Rb       | 128                                    | 86                                   | 94                                       | 130   | 112                        | 93                                     |
| Ba/Rb      | 1,6                                    | 0,3                                  | 0,2                                      | 1,1   | 0,6                        | 0,2                                    |
| Число проб | 200*                                   | 30*                                  | 47*                                      | 45**  | 15**                       | 7–30***                                |

\*По [86]; \*\*По [43]; \*\*\*По [153]; \*\*Данные автора по пробам Ю.П. Трошина.

декса концентрации (ИНК). Из данных табл. 15 видно, что граниты ГФ редкометальных интрузий в геохимическом отношении представлены типичными редкометальными разновидностями, в которых ИНК составляет 9–12 кларков. Редкометальность типичных дифференциатов – пегматитоносных мусковитовых гранитов ФДИ, особенно мусковитовых гранитов купольной фации ГФ, по сравнению с гранитами ГФ заметно возрастает, достигая соответственно 12 и 30 кларков в среднем, а в дифференциатах наиболее рудоносных интрузивных систем значения ИНК достигают 50–80 кларков и более. Особенно важным в генетическом отношении является устанавливаемая геохимически высокая редкометальность онгонитов и эльванов, магматическая природа которых очевидна. Если в отношении

|  | Харалгинский комплекс, Ингодинская интрузивная система |                                 |                                     | Асакан-Шумиловский комплекс, Шумиловская интрузивная система |                                |                            |                                 |
|--|--|---------------------------------|-------------------------------------|--|--------------------------------|----------------------------|---------------------------------|
|  | Сопки Большая–Высокая                                  | Ингодинский массив              |                                     | Ингодинская апофиза  | Шумиловский массив             | Пластовые тела, дайки      |                                 |
|  |  | Кварцевые порфиры (онгониты) ЗФ | Лейкограниты резко порфировидные ГФ | Лейкограниты двуслюдяные ФДИ                                 | Кварцевые порфиры (эльваны) ЗФ | Лейкограниты биотитовые ГФ | Лейкограниты мелкозернистые ФДИ |
|  | 7  | 8                               | 9                                   | 10   | 11                             | 12                         | 13                              |
|  | 3,4  | 2,8                             | 2,8                                 | 2,1  | 2,9                            | 3,9                        | 4,0                             |
|  | 3,7  | 4,2                             | 4,1                                 | 4,9  | 3,6                            | 4,3                        | 4,4                             |
|  | 0,60   | 0,29                            | 0,23                                | 0,9  | 0,09                           | 0,34                       | 0,87                            |
|  | 200  | 56                              | 43                                  | <300   | 130                            | <300                       | <300                            |
|  | 600  | 370                             | 340                                 | 480  | 300                            | 470                        | 1100                            |
|  | 12   | 8,9                             | 8,8                                 | 2,6  | 60                             | 4,5                        | 4,1                             |
|  | 40   | 90                              | 100                                 | 170  | 200                            | —                          | —                               |
|  | 70   | 430                             | 300                                 | 480  | 360                            | —                          | —                               |
|  | 110  | 28                              | 36                                  | 18   | 13                             | —                          | —                               |
|  | 50   | 11                              | 115                                 | 11   | 15                             | 35                         | 48                              |
|  | 7,2  | 6                               | 8                                   | 4,5  | 1,8                            | 75                         | 44                              |
|  | —  | —                               | —                                   | —  | —                              | —                          | —                               |
|  | 40   | 31                              | 25                                  | 300  | 24                             | 130                        | 140                             |
|  | 52   | 28                              | 30                                  | 60   | 54                             | 56                         | 97                              |
|  | 61   | 114                             | 120                                 | 102  | 120                            | 91                         | 40                              |
|  | 0,1  | 1,2                             | 0,9                                 | 1,0  | 1,2                            | —                          | —                               |
|  | 7**  | 19*                             | 7*                                  | 7*   | 32*                            | 7*                         | 7*                              |

мусковитовых гранитов купольных выступов или пегматитоносных мусковитовых гранитов всегда существуют сомнения относительно природы наблюдающихся в них повышенных концентраций редких элементов, которые частью авторов объясняются проработкой гранитов рудоносными гидротермами в период постмагматического рудообразования, то в отношении онгонитов и эльванов, представляющих собой закаленные порции остаточных расплавов, такие предположения, очевидно, неправомочны. Между тем редкометальность онгонитов и эльванов, как видно из табл. 15, резко повышена и полностью сопоставима с редкометальностью формировавшихся практически одновременно с ними мусковитовых разновидностей гранитов ГФ и ФДИ. Это обстоятельство является одним из наиболее важных

Таблица 15

Геохимическая характеристика разновидностей гранитов и дифференциатов интрузивных систем с онгонитами-эльванами редкометальной формационной группы в элементных формулах

| Комплекс, интрузивная система, массив. Главный элементный состав оруденения | Порода   | Элементная формула   | Индекс концентрации (ИНК) |
|---|--|--|---------------------------|
| <i>Кукутьбейский комплекс</i>   |  |  |                           |
| (средние данные)  | Адамеллиты и лейкограниты ГФ                       | $\frac{\text{Sn } 3,1 - \text{Li } 2,5 - \text{Be } 2,2 - \text{B } 2,1 - \text{F } 1,9 - \text{W } 1,9 - \text{Rb } 1,7 - \text{Mo } 1,6 - \text{Pb } 1,6}{\text{Sr } 0,6 - \text{Ba } 0,6}$                  | +9,6                      |
| F, W (Sn)   | Граниты мусковитовые купольной фации ГФ            | $\frac{\text{Sn } 13,3 - \text{W } 7,3 - \text{Li } 5 - \text{Be } 4,7 - \text{F } 2,5 - \text{Rb } 2,5 - \text{B } 2,5}{\text{Ba } 0,2 - \text{Sr } 0,3 - \text{Zn } 0,5}$                                    | +30,8                     |
| B, Sn, Ta, Nb   | Граниты мусковитовые пегматитоносные ФДИ           | $\frac{\text{Sn } 6,7 - \text{Be } 3,3 - \text{W } 2,3 - \text{Li } 2,0 - \text{Rb } 1,9 - \text{B } 1,9}{\text{Sr } 0,05 - \text{Ba } 0,08 - \text{Zn } 0,4 - \text{F } 0,6}$                                 | +11,7                     |
| <i>Кукутьбейский комплекс</i>   |  |  |                           |
| Адунчелонско-Шерловогорская система:  |  |  |                           |
| Адунчелонский массив  | Граниты биотитовые ГФ                              | $\frac{\text{Sn } 4,0 - \text{Li } 3,0 - \text{F } 2,8 - \text{Be } 2,1 - \text{Rb } 1,8 - \text{Pb } 1,6 - \text{B } 1,4}{\text{Ba } 0,4 - \text{Sr } 0,5}$   | +11,4                     |
| Sn (Ta, Nb)   | Граниты мелкозернистые ФДИ                         | $\frac{\text{Sn } 6,2 - \text{W } 6,1 - \text{Li } 4,6 - \text{Be } 3,3 - \text{B } 2,3 - \text{Rb } 1,9 - \text{Pb } 1,8 - \text{F } 1,5}{\text{Ba } 0,2 - \text{Sr } 0,3 - \text{Zn } 0,5}$                  | +19,7                     |
| <i>Шерловогорский купол</i>   |  |  |                           |
| F, B, W, Be (Sn)  | Граниты двуслюдяные купольной фации ГФ             | $\frac{\text{W } 8,7 - \text{Sn } 8,3 - \text{F } 6,9 - \text{Mo } 6,0 - \text{B } 3,3 - \text{Li } 3,0 - \text{Be } 2,7 - \text{Rb } 2,6 - \text{Pb } 2,0 - \text{Zn } 2,0}{\text{Ba } 0,1 - \text{Sr } 0,2}$ | +34,5                     |
| Сопки Большая-Высокая   | Кварцевые порфиры (онгониты) ЗФ                    | $\frac{\text{Sn } 16,7 - \text{F } 7,5 - \text{B } 7,3 - \text{Li } 5,0 - \text{W } 4,8 - \text{Be } 4,0 - \text{Rb } 3,5 - \text{Pb } 2,6}{\text{Sr } 0,1 - \text{Ba } 0,1}$                                  | +43,4                     |
| B, F, Sn (W), Zn, Pb  |  |  |                           |
| <i>Харалгинский комплекс</i>  |  |  |                           |
| Ингодинская система:  |  |  |                           |
| Ингодинский массив F, B, Sn, W  | Лейкограниты резкопорфировидные ГФ                 | $\frac{\text{W } 4,0 - \text{F } 3,6 - \text{Be } 3,0 - \text{Rb } 2,2 - \text{Li } 2,2 - \text{W } 1,7 - \text{Pb } 1,4}{\text{Ba } 0,15 - \text{Sr } 0,25}$  | +12,4                     |
| F, B, Sn, W   | Лейкограниты двуслюдяные ФДИ                       | $\frac{\text{Sn } 38,5 - \text{W } 5,3 - \text{F } 2,9 - \text{Be } 2,9 - \text{B } 2,4 - \text{Rb } 2,0 - \text{Pb } 1,5}{\text{Sr } 0,3 - \text{Ba } 0,4}$   | +48,5                     |
| Ингодинская апофиза   | Кварцевые порфиры (эльваны) ЗФ                     | $\frac{\text{Li } 12,2 - \text{F } 11,2 - \text{Sn } 3,7 - \text{W } 3,0 - \text{Pb } 3,0 - \text{Rb } 2,8}{\text{Sr } 0,6 - \text{Ba } 0,6}$  | +28,9                     |
| F, B, Mo (W)  |  |  |                           |
| <i>Асакан-Шумиловский комплекс</i>  |  |  |                           |
| Шумиловская система:  |  |  |                           |
| Шумиловский массив  | Лейкограниты ГФ                                    | $\frac{\text{Sn } 5,0 - \text{Li } 3,2 - \text{Pb } 2,7 - \text{Be } 2,0 - \text{Rb } 1,8 - \text{W } 1,2}{\text{Ba } 0,5 - \text{Sr } 0,7}$   | +9,9                      |
| F, W (Sn)   | Лейкограниты двуслюдяные мелко-среднезернистые ФДИ | $\frac{\text{W } 50,0 - \text{Li } 15,5 - \text{Sn } 11,7 - \text{F } 4,2 - \text{Rb } 2,8 - \text{Pb } 2,8 - \text{Be } 1,5}{\text{Нет данных}}$  | +81,5                     |
|   | Кварцевые порфиры (онгониты) ЗФ                    | $\frac{\text{W } 29,3 - \text{Li } 20,0 - \text{Sn } 16,0 - \text{F } 10,9 - \text{Rb } 6,4 - \text{Pb } 4,8 - \text{Be } 1,4}{\text{Нет данных}}$   | +81,8                     |

аргументов в пользу вывода о первично магматической, а не наложенной природе повышенных концентраций редких элементов во всех разновидностях поздних дифференциатов редкометалльных интрузий. Высокая степень накопления в них гранитофильных элементов предопределялась повышенной редкометальностью гранитов ГФ, которая таким образом представляет собой наиболее важный генетический признак, свойственный всем без исключения редкометальным интрузиям оловянно-вольфрамового пояса Забайкалья (табл. 16). В подавляющем большинстве редкометальных интрузивных систем граниты ГФ представлены типичными редкометальными разновидностями, уровень накопления гранитофильных элементов в которых (ИНК) составляет 8–12 кларков (табл. 17). Если для локальных по размеру тел мусковитовых разновидностей гранитов, вмещающих гидротермальное оруденение, предположения о наложенной природе повышенных концентраций в них редких и рудных элементов нередко кажутся логичными, то в отношении гранитов ГФ, слагающих массивы в 100–200 км<sup>2</sup> и более, подобные предположения лишены всякого основания, поскольку участки рудопоявлений в пределах таких массивов, если они вообще имеются, настолько несоизмеримо малы по сравнению с площадями гранитов ГФ, что возможность влияния постмагматических гидротерм на формирование геохимической характеристики гранитов ГФ вне участков рудопоявлений полностью исключается. Отсюда следует вывод о первично магматической природе редкометальности гранитов редкометальных интрузий, который подтверждается данными по онгонитам и эльванам, а также по редкоэлементному составу биотитов (см. ниже).

В публикациях по геохимии редкометальных гранитов причины накопления редких элементов в гранитных интрузиях обычно связываются с концентрированием в исходных расплавах летучих компонентов, что подтверждалось повышенными и высокими содержаниями в гранитах ряда рудоносных интрузий фтора [18, 104, 173]. Установлено также концентрирование в гранитах большинства массивов кукульбейского комплекса другого важного летучего элемента – бора [86]. О повышенном содержании в гранитоидах редкометальных интрузий важнейшего летучего компонента – воды – можно судить по широкому развитию в массивах именно кукульбейского рудоносного комплекса фаций двуслюдяных и мусковитовых гранитов.

Вместе с тем детальный анализ геохимических данных по редкометальным гранитам показывает, что простое представление о тесных прямых коррелятивных связях в редкометальных гранитах между редкими элементами и летучими компонентами нуждается в существенной корректировке. Как видно из диаграмм на рис. 17 и [73], в гранитах главной фазы редкометальных интрузий Забайкалья (темные кружки) и Монголии (светлые кружки) какая-либо зависимость концентраций лития и олова от содержания фтора полностью отсутствует. Слабая положительная корреляция обнаруживается лишь для содержания фтора и бериллия (рис. 17). При этом низкие, приближающиеся к кларковым, концентрации фтора в гранитах ГФ могут тем не менее сочетаться с высокими концентрациями лития. С другой стороны, повышенные и высокие содержания фтора в гранитах ГФ части массивов Монголии и харалгинского комплекса Центрального Забайкалья (табл. 16) сочетаются лишь с умеренно повышен-

Таблица 16

Характеристика редкоэлементного состава гранитов массивов харалгинского комплекса редкометальной формационной группы (Даурская зона)

| Элемент              | Харалгинский комплекс              |                               |                                    |                               |                  |
|----------------------|------------------------------------|-------------------------------|------------------------------------|-------------------------------|------------------|
|                      | Харалгинский, № 34                 | Береинский                    | Хапчерагинский, № 32               | Барунтенский, № 30            | Комплекс в целом |
|                      | Лейкограниты резкопорфировидные ГФ | Лейкограниты порфировидные ГФ | Лейкограниты резкопорфировидные ГФ | Лейкограниты порфировидные ГФ | Лейкограниты ГФ  |
| SiO <sub>2</sub> , % | 74,2                               | 74,8                          | 72,8                               | 75,1                          | 74,0             |
| Na                   | 3,1                                | 2,7                           | 2,9                                | 2,8                           | 2,8              |
| K                    | 4,1                                | 4,0                           | 4,2                                | 3,5                           | 4,1              |
| F                    | 0,28                               | 0,24                          | 0,37                               | 0,20                          | 0,28             |
| Li, г/т              | 84                                 | 80                            | 86                                 | 76                            | 72               |
| Rb                   | 380                                | 380                           | 390                                | 280                           | 360              |
| Be                   | 13                                 | 14                            | 12                                 | 7,8                           | 8,5              |
| Sr                   | 80                                 | 60                            | 100                                | 100                           | 90               |
| Ba                   | 130                                | 120                           | 300                                | 250                           | 260              |
| B                    | 12                                 | 18                            | 14                                 | 23                            | 17               |
| Sn                   | 7,3                                | 6,0                           | 9,7                                | 14                            | 9,7              |
| W                    | 4,8                                | 6,6                           | 2,6                                | 3,4                           | 3,7              |
| Mo                   | 5,3                                | 1,5                           | 1,0                                | —                             | 3,4              |
| Zn                   | 56                                 | 38                            | 56                                 | 45                            | 40               |
| Pb                   | 29                                 | 38                            | 27                                 | 46                            | 31               |
| K/Rb                 | 108                                | 105                           | 108                                | 125                           | 114              |
| Ba/Rb                | 0,3                                | 0,3                           | 0,8                                | 0,9                           | 0,7              |
| Число проб           | 15                                 | 9                             | 23                                 | 12                            | 128              |

ными концентрациями в них лития. Более того, было показано [80], что сочетание низких концентраций фтора с высокими содержаниями редких щелочных элементов и олова типично для гранитов ГФ преимущественно вольфрамоносных интрузивных систем Забайкалья.

Наиболее распространенной гипотезой, с позиций которой может быть объяснено неравномерное распределение в гранитах летучих компонентов и фтора, является представление о резком влиянии на уровень их концентрации эрозионного среза массивов вследствие концентрирования этих элементов в апикальных зонах интрузий. В отношении гранитов ГФ редкометальных интрузий это предположение не подтверждается. Как видно из рис. 18, какая-либо зависимость уровня концентрации фтора в гранитах ГФ от площади массива (соответствующей в общем случае относительной степени его эродированности) отсутствует. Наиболее показателен пример слабо эродированного Хангилайского массива (10 км<sup>2</sup>), в гранитах которого содержания фтора соответствуют его содержаниям в гранитах ГФ соседних значительно более эродированных массивов — Дурулгуевского и Саханайского (80 и 200 км<sup>2</sup>). Очень высокими концентрациями фтора в гранитах ГФ выделяется один из самых крупных — Соктуйский массив (250 км<sup>2</sup>). Стабильно высокими концентрациями фтора выделяются гра-

Таблица 17

Геохимическая характеристика гранитов рудоносных редкометалльных систем и массивов Центрального и Восточного Забайкалья в элементных формулах

| Интрузивная система, массив. Главный элементный состав ору-денения | Порода   | Элементная формула  | Индекс концентрации |
|--|--|---|---------------------|
| Саханайская Саханайский массив<br>F, W, Sn                         | Граниты биотитовые с мусковитом крупнозернистые        | Sn 4,0 – В 3,1 – Li 2,8 – W 2,4 – Be 2,0 – Rb 1,8 – F 1,6                     | 1,7                 |
|  |  | Sr 0,3 – Ba 0,4   |                     |
| Зундурский купол<br>F, W, Sn                                       | То же  | Sn 7,7 – В 6,6 – Li 5,0 – Be 4,7 – W 3,8 – F 2,2 – Rb 1,9                     | + 24,9              |
|  |  | Sr 0,3 – Ba 0,4   |                     |
| Хангилайский массив<br>F, W, Sn                                    | Граниты мусковитовые средне-крупнозернистые            | Sn 8,3 – В 7,2 – W 4,7 – В 4,4 – Li 4,3 – F 3,1 – Rb 2,1                      | + 27,1              |
|  |  | Sr 0,2 – Ba 0,2   |                     |
| Дурулгуевская система  | Граниты биотитовые с мусковитом среднезернистые        | W 2,2 – Sn 20,6 – В 8,7 – Be 8,0 – Li 6,6 – F 4,6 – Rb 2,6                    | + 65,8              |
|  |  | Sr 0,15 – Ba 0,15 – Pb 0,7  |                     |
| Хангилайский массив<br>F, W, Sn                                    | Граниты биотитовые с мусковитом среднезернистые        | Sn 3,7 – Li 3,1 – Pb 2,6 – W 2,5 – Be 2,2 – В 2,0 – Rb 1,9                    | + 11,0              |
|  |  | Sr 0,4 – Ba 0,4   |                     |
| Дурулгуевская система  | Граниты мусковитовые разнозернистые грейзенизированные | W 50 – Sn 19,7 – В 16 – Be 10,7 – Li 3,0 – F 2,6 – Rb 2,1 – Pb 1,3            | + 103,8             |
|  |  | Ba 0,2 – Sr 0,3   |                     |
| Дурулгуевская система  | Граниты биотитовые с мусковитом крупнозернистые        | Sn 4,3 – Li 2,8 – Be 2,3 – Rb 1,6 – В 1,3                                     | + 7,3               |
|  |  | Sr 0,7 – Ba 0,6   |                     |
| F, W (Sn)  | Граниты двуслюдяные крупнозернистые                    | Sn 6,0 – Li 4,8 – Be 3,7 – W 3,7 – В 2,1 – Rb 2,0 – F 1,4                     | + 16,0              |
|  |  | Sr 0,5 – Ba 0,5   |                     |
| В, Sn, редкие элементы   | Граниты мусковитовые крупнозернистые                   | Sn 12,4 – W 11,4 – Be 8,3 – Li 6,3 – Rb 3,2 – F 2,5 – В 2,0                   | + 38,7              |
|  |  | Sr 0,2 – Ba 0,15 – Pb 0,6   |                     |
| Кулиндинская система   | Граниты мусковитовые пегматитоносные                   | Sn 6,0 – Be 4,3 – W 3,1 – Rb 1,6 – В 1,5 – Li 1,4                             | + 11,4              |
|  |  | Sr 0,15 – Ba 0,15 – F 0,5   |                     |
| В, Sn  | Диориты редкометалльные                                | Li 15,3 – Sn 10,7 – W 5,9 – F 2,7 – Be 2,4 – В 1,5 – Rb 1,3 – Sr 1,6 – Ba 1,2 | + 32,4              |
|  |  | Pb 0,6  |                     |
| В, Sn  | Граниты биотитовые среднезернистые                     | Sn 2,8 – W 2,5 – Be 1,7 – В 1,6 – Li 1,5 – Pb 1,5 – Rb 1,3 – F 1,2            | + 6,1               |
|  |  | Sr 0,7  |                     |
| В, Sn  | Граниты мусковитовые пегматитоносные (Харабыркинские)  | W 6,3 – Be 5,3 – Sn 4,3 – В 2,9 – Li 2,8 – Rb 1,6                             | + 16,6              |
|  |  | Ba 0,04 – Sr 0,05 – F 0,75 – Pb 0,7   |                     |
| В, Sn, редкие элементы   | То же (Богов Утес)                                     | Sn 15,7 – Be 2,7 – Rb 2,7 – Li 2,2 – W 2,1 – В 1,3 – Pb 1,3                   | + 21,0              |
|  |  | Ba 0,06 – Sr 0,07   |                     |
| В, Sn, редкие элементы   | Граниты биотитовые крупнозернистые                     | Sn 4,3 – Li 4,2 – Be 2,7 – Pb 2,0 – F 1,4 – Rb 1,4 – В 1,2                    | + 10,2              |
|  |  | Ba 0,4 – Sr 0,7   |                     |
| В, Sn, редкие элементы   | Граниты пегматитоносные правобережья р. Онон           | Sn 6,7 – В 3,5 – Be 2,7 – Li 2,3 – Pb 2,2 – Rb 1,9 – W 1,7                    | + 13,5              |
|  |  | Ba 0,1 – Sr 0,2 – F 0,5   |                     |
| В, Sn, редкие элементы   | То же, левобережья р. Онон                             | Sn 12,0 – Li 4,5 – Be 4,3 – В 2,6 – Rb 2,3 – W 2,0                            | + 21,7              |
|  |  | Ba 0,2 – Sr 0,25  |                     |

Таблица 17 (окончание)

| Интрузивная система, массив. Главный элементный состав оруденения | Порода                                     | Элементная формула   | Индекс концентрации |
|---|--|--|---------------------|
| Седловский массив В (Sn)  | Граниты биотитовые крупнозернистые         | $\text{Sn } 2,6 - \text{Pb } 1,7 - \text{B } 1,6 - \text{Li } 1,4 - \text{Be } 1,3 - \text{Rb } 1,2$ <hr/> $\text{Ba } 0,4 - \text{Sr } 0,5$                   | + 3,8               |
| Харалгинская система Берейнский массив F, Sn                      | Лейкограниты биотитовые резкопорфировидные | $\text{Be } 4,7 - \text{W } 4,4 - \text{F } 3 - \text{Rb } 2,2 - \text{Li } 2 - \text{Sn } 2 - \text{Pb } 1,8$ <hr/> $\text{Ba } 0,15 - \text{Sr } 0,2$        | + 13,1              |
| Харалгинский массив F, Sn   | Лейкограниты резкопорфировидные            | $\text{Be } 4,3 - \text{F } 3,6 - \text{W } 3,2 - \text{Sn } 2,4 - \text{Rb } 2,2 - \text{Li } 2,1 - \text{Pb } 1,5$ <hr/> $\text{Ba } 0,15 - \text{Sr } 0,25$ | + 12,2              |
|   | Лейкограниты мелкозернистые                | $\text{W } 6,1 - \text{Li } 4,8 - \text{F } 4 - \text{Be } 3,1 - \text{Rb } 2,8 - \text{Sn } 2,0 - \text{Pb } 1,5$ <hr/> $\text{Ba } 0,06 - \text{Sr } 0,15$   | + 17,3              |
| Хачерангинский массив F, Sn, (W), Pb, Zn                          | Лейкограниты биотитовые резкопорфировидные | $\text{F } 4,6 - \text{Be } 4,0 - \text{Sn } 3,2 - \text{Rb } 2,3 - \text{Li } 2,2 - \text{W } 1,7 - \text{Pb } 1,4$ <hr/> $\text{Ba } 0,15 - \text{Sr } 0,25$ | + 12,4              |

ниты ГФ харалгинского комплекса, несмотря на разную степень их эродированности. Заметное повышение концентрации фтора в связи с малым эрозионным срезом фиксируется только в Хапчерангинском массиве (№ 32, табл. 16), представляющем слабо эродированный ( $\sim 1 \text{ км}^2$ ) резко выраженный купол. Но и в этом случае превышение невелико и составляет лишь 1/4 часть средней концентрации фтора в гранитах ГФ массивов харалгинского комплекса (рис. 18). Из диаграмм на рис. 17 хорошо видно, что хотя в целом граниты ГФ массивов редкометальной группы и характеризуются повышенными содержаниями рассматриваемых элементов, уровни их концентраций изменяются для каждого элемента в разных массивах в очень широком диапазоне значений.

Рассматриваемые диаграммы позволяют сделать важное в генетическом отношении заключение, что совместное концентрирование летучих и редких гранитофильных элементов в процессе формирования исходных магматических расплавов редкометальных гранитных интрузий осуществлялось для каждого элемента в значительной мере автономно друг от друга и с разной интенсивностью, в чем находит отражение индивидуальность редкометальных интрузивных систем, характеризующихся изолированным, очаговым размещением в геологическом пространстве [79]. Таким образом, проведенное в настоящем разделе геохимическое сравнение гранитов ГФ редкометальных интрузий одного региона (Забайкалье — Монголия) не подтвердило распространенного положения о тесных коррелятивных связях в рудоносных гранитах между концентрациями летучих компонентов и типичных гранитофильных редких элементов. Причина этого противоречия заключается в принципиальном разграничении в проведенном анализе геохимического сопоставления редкометальных гранитов ГФ пространственно разобщенных интрузивных систем, с одной стороны, и, с другой стороны, сопоставления их дифференциатов.

Как показали данные таблиц 15 и 17, в процессе дифференциации редкометальных интрузий наблюдается резкое накопление гранитофильных элементов в поздних дифференциатах, осуществляющееся для летучих и редких элементов, судя по элементным формулам гранитов, в значительной мере синхронно, хотя и имеются очевидные исключения. Это положение иллюстрируется диаграммами рис. 19, которые, кроме того, показывают, что для разных массивов соотношение интенсивности накопления фтора и редких элементов в дифференциатах может быть совершенно различным. Наиболее отчетливо выражена положительная связь фтора, лития и олова (рис. 19, а, б), в меньшей степени она проявлена для фтора и бериллия (рис. 19, в).

Из сопоставления рис. 17 и 19 следует, что выводы о тесных геохимических связях редких элементов с летучими компонентами гранитных интрузий базировались в значительной мере на материалах, аналогичных положенным в основу графиков рис. 19, т.е. справедливы прежде всего для характеристики процесса дифференциации редкометальных гранитных систем.

Обобщение изложенных материалов, характеризующих ход процесса дифференциации редкометальных гранитных систем (см. табл. 13, 14, 15, 17), позволяет сделать два наиболее общих заключения.

1. В общем случае петрохимическая дифференциация и накопление

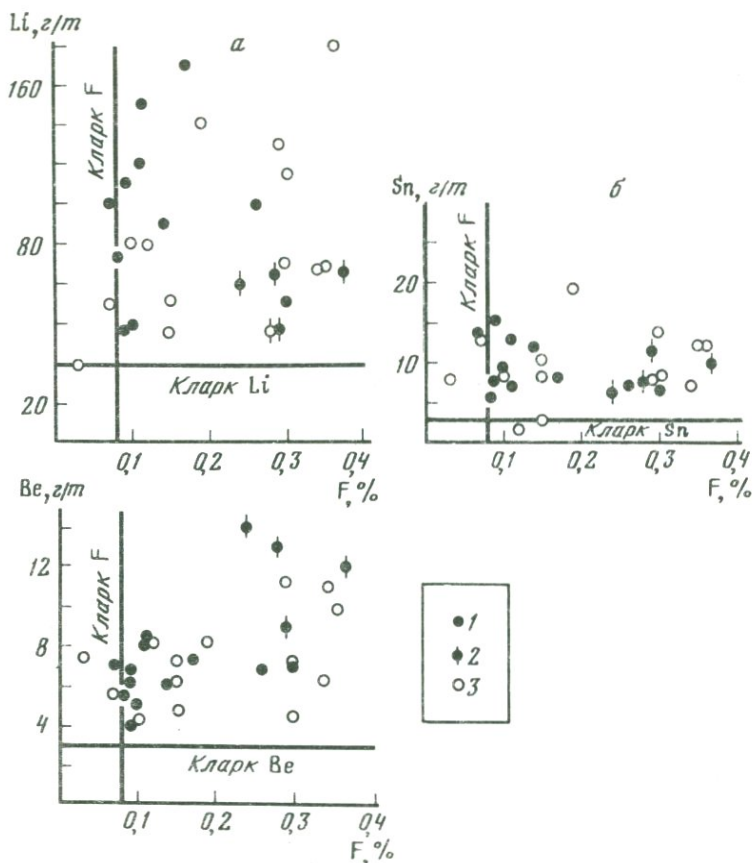


Рис. 17. Соотношение концентраций фтора и лития (а), олова (б), бериллия (в) в гранатах ГФ редкометалльных интрузий  
1, 2 – Забайкалье; 1 – кукульбейский комплекс, 2 – харалгинский комплекс;  
3 – Монголия

летучих и редких элементов в поздних кислых дифференциатах редкометалльных интрузий протекают синхронно. Вместе с тем совмещение этих процессов совершенно необязательно. В ряде случаев в редкометалльных интрузиях наблюдается формирование резко обогащенных гранитофильными элементами ультраредкометалльных фазово-фациальных дифференциатов, существенно не отличающихся по химизму от гранитов ГФ и игравших, очевидно, важную роль в постмагматическом рудообразовании.

2. Обычно в дифференциатах редкометалльных интрузий концентрирование летучих и редких элементов происходит синхронно в соответствии с общепризнанным положением о тесных геохимических связях в гранитных расплавах редких элементов с летучими компонентами и особенно фтором. Вместе с тем у этого правила наблюдаются закономерные исключения. Очевидно, оно справедливо для наиболее распространенного хода процесса дифференциации, когда последний не сопровождается разделе-

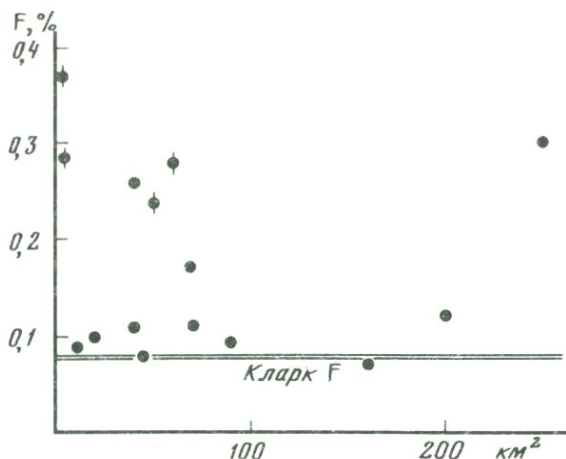


Рис. 18. Соотношение содержаний фтора в гранитах ГФ редкометалльных массивов и их размеров  
Условные обозначения те же, что и на рис. 17

нием флюидных фаз. Можно полагать, что формирование фазы пегматитоносных гранитов связано именно с разделением флюидной составляющей исходных расплавов и перемещением обогащенного водой и резко обедненного фтором лейкогранитного расплава-дифференциата в апикальную зону редкометалльных интрузивных систем. В этом случае, несмотря на резкое обеднение мусковитовых лейкогранитов фтором, в них наблюдается прогрессивное, неравномерное в разных участках накопление гранитофильных бора, олова, бериллия, тантала (см. табл. 17), а также ниобия.

Наряду с подробным изучением характера распределения различных выше элементов, в редкометалльных гранитах по укрупненным (случайным) пробам изучено также распределение некоторых других редких гранитофильных, в том числе редкоземельных элементов, а также сидерофильных элементов (см. табл. 9, 10).

Содержания большинства редкоземельных элементов, Zr, Hf в гранитах ГФ кукульбейского комплекса в целом соответствуют кларковому уровню, концентрации иттрия, иттербия и ниобия понижены (см. табл. 9). В процессе дифференциации интрузий комплекса наблюдается устойчивое снижение концентраций редкоземельных элементов, циркония и гафния, минимальные (значительно ниже кларковских) концентрации которых характеризуют мусковитовые пегматитоносные граниты. Контрастом этим элементам является изменение концентраций ниобия, которые устойчиво возрастают (в пегматитоносных гранитах до 1,5 кларков). Максимальные содержания ниобия, превышающие кларковый уровень в четыре раза, фиксируются в ультраредкометалльных микроклин-альбитовых гранитах Тургинского массива (ЗФ комплекса). Резко повышены концентрации этого элемента также в онгонитах Арь-Булакского массива [71]. Таким образом, характер распределения ниобия полностью соответствует распределению в гранитах кукульбейского комплекса других типичных, рассмотренных выше гранитофильных элементов.

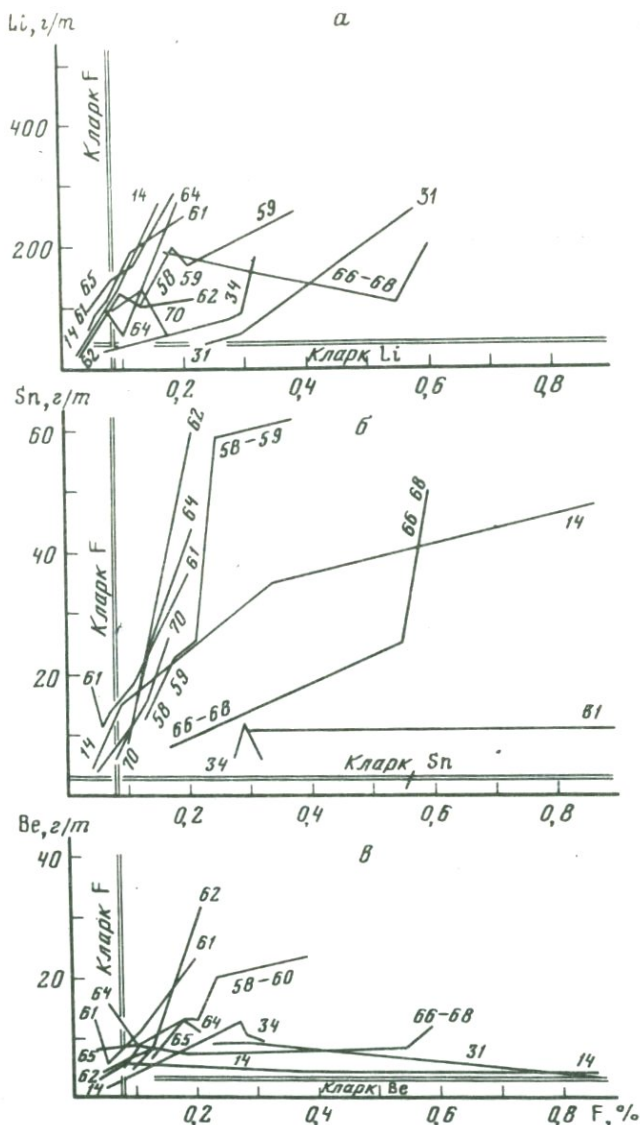


Рис. 19. Соотношение содержаний F и Li (а), Sn (б), Be (в) в дифференциатах редкометалльных интрузивных систем

Цифры на диаграммах соответствуют номерам массивов на рис. 2

По распределению элементов рассматриваемой группы редкометалльные ультракислые субщелочные граниты харалгинского комплекса достаточно резко отличаются от кукульбейских (см. табл. 9): в них фиксируется устойчивое, хотя и небольшое, повышение их концентраций, особенно заметное для гафния (почти в два раза). Содержание ниобия также повышено. В ультраредкометалльных существенно калиевых кварцевых порфи-

рах (эльванах) содержания ниобия (и остальных элементов рассматриваемой группы), в отличие от онгонитов, снижаются.

Содержания сидерофильных элементов в гранитах ГФ кукульбейского комплекса, в соответствии с их лейкократовым характером, понижены относительно кларкового уровня в 1,5–2,5 раза (см. табл. 10). В процессе дифференциации концентрации этих элементов еще более снижаются, достигая минимальных значений в мусковитовых пегматитоносных гранитах. В редкометальных лейкогранитах харалгинского комплекса концентрации сидерофильных элементов также понижены, за исключением никеля (см. табл. 10).

#### Геохимические признаки рудоносности гранитных интрузий редкометальной формационной группы

Как указывалось, с интрузиями редкометальной группы пространственно ассоциируют основная часть олово-вольфрам-редкометальных проявлений и все месторождения пояса.

Ведущая металлогеническая роль редкометальных интрузий, как показано в предыдущем разделе, находит совершенно однозначное отражение в геохимических особенностях гранитов, характеризующихся повышенными концентрациями в первую очередь тех гранитофильных элементов, которые формируют элементный состав связанного с интрузиями постмагматического пневматолито-гидротермального оруденения. Таким образом, признак повышенной концентрации редких элементов в гранитах ГФ редкометальной формационной группы имеет в отношении оценки рудоносности интрузий важнейшее индикаторное значение и объективно отражает особенности исходных расплавов рудоносных интрузий.

Несмотря на разную степень концентрации одних и тех же гранитофильных элементов в разных массивах, суммарный индекс их концентрации в гранитах ГФ редкометальных интрузий характеризуется сходными значениями в пределах 8–12 кларков независимо от степени реальной рудоносности интрузивной системы. Индекс концентрации в рудоносных гранитах редкометальной формационной группы значительно выше по сравнению с гранитами безрудных интрузий гранодиорит-гранитной и гнейсогранитной групп, в которых его значение изменяется в пределах 0–3 (см. табл. 5, 7, 12). В гранитах ограниченно рудоносных массивов кукульбейского комплекса индекс концентрации также отчетливо снижается (Седловский массив, ИНК 3, 8; табл. 17).

В большинстве рудоносных интрузивных систем оруденение непосредственно связано с телами поздних дифференциатов интрузий (мусковитовых гранитов купольной фации ГФ, мусковитовых гранитов ФДИ), в которых содержания редких элементов и летучих резко возрастают и значения индекса концентрации увеличиваются до 20–100 кларков. При этом в рудоносных дифференциатах наблюдается, как правило, интенсивное концентрирование (20–40 кларков) элементов, главных в оруденении.

Проведенное геохимическое сопоставление поздних дифференциатов показывает (см. табл. 15 и 17), что в общем случае интенсивность и масштабы связанного с ними оруденения пропорциональны степени редкометальности гранитов, показателем которой является индекс концентрации. Наиболее значительное оруденение развивается в связи с мусковитовыми

гранитами ГФ купольных выступов или ФДИ, индекс концентрации в которых наиболее высок (Шумиловский массив, табл. 15; Хангилайский массив, табл. 17), а также с крупными телами онгонитов (Адунчелонско-Шерловогорская система, табл. 15).

Пегматитоносные мусковитовые граниты ФДИ по сравнению с мусковитовыми гранитами купольной фации характеризуются заметно более низкими значениями индекса концентрации, благодаря, в частности, низким содержаниям в этой разновидности гранитов фтора. Наиболее рудоносными среди них также оказываются тела с самыми высокими (более 20) значениями индекса концентрации, выделяющиеся, кроме того, резким концентрированием профилирующего олова (Кулиндинская и Кангинская интрузивные системы, табл. 17).

Исходя из упомянутых представлений о метасоматической природе мусковитовых разновидностей гранитов [251], обычная связь с ними оловянного оруденения объясняется нередко с позиций распространенной гипотезы о извлечении металлов в постмагматические рудоносные растворы в результате разложения и "мусковитизации" биотита [8, 228], являющегося, как установлено [113], интенсивным минералом-концентратором содержащегося в гранитах олова. Проведенные специальные исследования показали, что этот механизм мобилизации рудного вещества имеет, по-видимому, частное значение, и геохимическими материалами по рудоносным мусковитовым гранитам Забайкалья не подтверждается. Детальное изучение геохимии сосуществующих биотитов и мусковитов показало ([87], табл. 8), что уровень концентраций в мусковитах большинства гранитофильных элементов (фтор, литий, рубидий, ниобий, цирконий) примерно вдвое ниже по сравнению с концентрациями в сосуществующем биотите. Вместе с тем, вопреки представлениям о тесных изоморфных связях в слюдах олова с трехвалентным железом и титаном, концентрации олова в мусковитах остаются такими же высокими, как в биотитах, либо превышают последние. Наряду с этим, мусковит, в отличие от биотита, является интенсивным концентратором вольфрама, содержания которого в нем в несколько раз выше концентраций в сосуществующем биотите, что было показано ранее в ряде работ [4, 113 и др.].

В целом сравнение редкоэлементного состава биотитов и мусковитов показало, что при смене биотита мусковитом в фациальных или фазовых дифференциатах гранитоидов мусковит в значительной мере наследует от биотита функции минерала-концентратора гранитофильных редких элементов. При этом наблюдается прогрессивное повышение концентраций олова и вольфрама при переходе от биотитовых гранитов ГФ к мусковитовым гранитам купольных выступов и ФДИ (табл. 18). В двуслюдяных гранитах ГФ (Дурулгуевский массив) уменьшение содержания биотита возмещается увеличением количества мусковита, и суммарное содержание слюд по сравнению с биотитовыми гранитами ГФ возрастает. В мусковитовых гранитах купольной фации содержание мусковита еще более увеличивается (11,3%). Одновременно в слюдах-биотитах и мусковитах, от биотитовых гранитов ГФ к мусковитовым гранитам купольной фации наблюдается прогрессивный рост концентраций олова и вольфрама, отражающий, без сомнения, накопление этих элементов в остаточных расплавах. Как следует из табл. 18, зон выноса элементов в едином разрезе от биотитовых

гранитов внутренних частей интрузий к мусковитовым гранитам купольной фации (Дурулгуевский, Саханайский-Зунундурский, Хангилайский, Олдандинский массивы) не фиксируется, а, напротив, наблюдается возрастание концентраций редких элементов в гранитах, связанное как с непрерывным увеличением количеств минералов-концентраторов — слюд и содержаний элементов в них, так и с появлением акцессорной минерализации, наличие которой совершенно однозначно выявляется балансовым анализом распределения олова и вольфрама между слюдами и остальной частью породы. В биотитовых и двуслюдяных разновидностях гранитов большая часть олова и вольфрама связана в слюдах, а в остальной части породы содержится от 1 до 4 г/т олова и вольфрама (см. табл. 18). Из них, согласно Г.Ф. Ивановой [58], в салических минералах редкометалльных интрузий скоцентрировано обычно 1–2 г/т этих металлов, а остальная, незначительная часть связана, следовательно, с акцессорной минерализацией. Эта картина распределения резко меняется при переходе к мусковитовым гранитам, в которых интенсивно возрастают как доля металлов, сконцентрированная в мусковите, так и доля их концентраций, связанная с остальной частью породы, что свидетельствует о появлении в заметных количествах акцессорной минерализации. При этом устанавливается совершенно очевидная закономерность резкого возрастания в мусковитовых гранитах акцессорной минерализации именно того металла, который формирует связанное с ними постмагматическое оруденение. В мусковитовых гранитах Дурулгуевского массива фиксируется значительное количество избыточного вольфрама (12 г/т), не связанного в мусковите, а почти все олово, напротив, сконцентрировано в этом минерале. Соответственно в вольфрамит-кварцевых жилах Дедовогорского месторождения, приуроченного к мусковитовым гранитам купольной фации ГФ, касситерит спорадичен. В мусковитовых гранитах Зунундурского купола значительны концентрации не связанных в мусковите как олова, так и вольфрама (28 и 24 г/т), и приуроченное к куполу одноименное месторождение является вольфрамит-касситерит-кварцевым. Наиболее высоко количество избыточного, не связанного в мусковите, вольфрама в куполе Хангилайского массива (> 60 г/т), несмотря на большое содержание мусковита и высокие концентрации в нем вольфрама. Соответственно в Спокойном месторождении главное значение имеет вкрапленная и прожилковая вольфрамитовая минерализация в грейзенизированных мусковитовых гранитах купольной фации.

Аналогичная картина выявляется при анализе баланса рассматриваемых элементов в пегматитоносных мусковитовых гранитах, сопровождающихся касситерит-кварцевым оруденением. В них фиксируются не связанные со слюдами избыточные количества не вольфрама, а олова (Дурулгуевский массив — 9 г/т; Кулиндинская система, граниты Богова Утеса — 14 г/т; Мало-Кангинский массив — 24 г/т). При этом реально рудоносными являются лишь те массивы пегматитоносных гранитов, в которых акцессорная (касситеритовая) минерализация значительна. Так, в гранитах Богова Утеса, с которым связано Ононское оловорудное месторождение, в мусковите сконцентрировано 33 г/т олова, а в акцессорной минерализации — около 14 г/т. Другой, Хара-Быркинский, массив пегматитоносных гранитов Кулиндинской системы оловорудной минерализацией не сопровождается. Соответственно с мусковитом в гранитах массива связано 9 г/т

Таблица 18

Распределение олова и вольфрама между слюдами и остальной частью породы в процессе формирования двуслюдяных и мусковитовых дифференциатов редкометалльных интрузий.

| Массив, порода  | Содержание слюд, вес. % |          | Содержание в слюдах Sn, г/т |          |
|---|-------------------------|----------|-----------------------------|----------|
|   | Биотит                  | Мусковит | Биотит                      | Мусковит |
| i-2   | 3                       | 4        | 5                           | 6        |
| <i>Дурулгуевский</i>  |                         |          |                             |          |
| Граниты биотитовые с мусковитом ГФ                            | 6,8                     | 1,0      | 110                         | —        |
| Граниты двуслюдяные   | 3,3                     | 5,3      | 170                         | 170      |
| Граниты мусковитовые купольной фации                          | 0,2                     | 11,3     | —                           | 340      |
| Граниты пегматитоносные ФДИ                                   | 0,2                     | 12,6     | —                           | 70       |
| <i>Саханайский</i>  |                         |          |                             |          |
| Граниты биотитовые с мусковитом ГФ                            | 6,7                     | 1,2      | 140                         | —        |
| <i>Зундурский</i>   |                         |          |                             |          |
| Граниты мусковитовые купольной фации                          | 0,2                     | 12,2     | —                           | 280      |
| <i>Хангилайский</i>   |                         |          |                             |          |
| Граниты биотитовые с мусковитом ГФ                            | 5,2                     | 2,1      | 87                          | —        |
| <i>Хангилайский</i>   |                         |          |                             |          |
| Граниты мусковитовые купольной фации ГФ                       | —                       | 29       | —                           | 165      |
| <i>Олдандинский</i>   |                         |          |                             |          |
| Граниты биотитовые с мусковитом ГФ                            | 7,0                     | ~1       | 58                          | —        |
| Граниты мусковитовые купольной фации ГФ                       | —                       | 11,7     | —                           | 200      |
| <i>Кулиндинская группа</i>                                    |                         |          |                             |          |
| Граниты биотитовые ГФ   | 7,5                     | 0,5      | 51                          | —        |
| Граниты мусковитовые пегматитоносные ФДИ, Богов Утес          | —                       | 12,7     | —                           | 260      |
| Хара Шибирские  | —                       | 8,3      | —                           | 110      |
| <i>Мало-Кангинский</i>  |                         |          |                             |          |
| Граниты биотитовые ГФ   | 7,0                     | 0,3      | 77                          | —        |
| Граниты мусковитовые пегматитоносные ФДИ, левобережье р. Онон | 0,7                     | 7,6      | —                           | 160      |

олова, а с остальной частью породы, включая акцессорную минерализацию, только 4 г/т.

Таким образом, закономерное возрастание концентраций олова и вольфрама как в гранитах, так и в представляющих их биотитах и мусковитах, наблюдающееся от биотитовых гранитов ГФ редкометалльных интрузий к мусковитовым гранитам их купольной фации, однозначно свидетельствует не о перераспределении металлов, а о их прогрессивном накоплении

| Содержание в слюдах, W, г/т |          | Количество элемента, связанное в слюдах, г/т |      | Среднее содержание элемента в породе, г/т |      | Количество элемента породы, не связанное в слюдах, г/т |      |
|-----------------------------|----------|--|------|---|------|--|------|
| Биотит                      | Мусковит | Sn   | W    | Sn  | W    | Sn   | W    |
| 7                           | 8        | 9  | 10   | 11  | 12   | 13   | 14   |
| 10                          | —        | 9,2  | ~0,7 | 13  | 1,5  | 3,8  | ~0,8 |
| 12                          | 76       | 14,6   | 4,4  | 18  | 4,4  | 3,4  | ~0   |
| —                           | 50       | 38   | 5,5  | 37  | 17   | 0  | 12   |
| —                           | 40       | 8,8  | 4,6  | 18  | 4,6  | 9  | ~0   |
| 8                           | —        | 11   | ~0,5 | 12  | 3,6  | 1  | 3,0  |
| —                           | 77       | 34   | 8,6  | 62  | 33   | 28   | 24   |
| 7                           | —        | 6,4  | ~0,4 | 11  | 3,7  | 4,6  | ~3,3 |
| —                           | 80       | 48   | 23   | 59  | > 80 | 11   | > 60 |
| 20                          | —        | 4,6  | ~1,4 | 5,7                                       | 2,3  | 1,1  | ~1   |
| —                           | 40       | 23,5   | 4,7  | 26  | 8,8  | 2,5  | 4,1  |
| 2,8                         | —        | 4,1  | ~0,2 | 8,5                                       | 3,8  | 4,4  | 3,6  |
| —                           | 20       | 33   | 2,5  | 47  | 3,1  | 14   | 0,6  |
| —                           | 30       | 9,1  | 2,5  | 13  | 9,5  | 3,9  | 7,0  |
| 2                           | —        | 5,6  | ~0,2 | 13  | 1,4  | 7,4  | 1,2  |
| —                           | 10       | 12,2   | 0,8  | 36  | 3,0  | 24   | 2,2  |

в расплавах купольных выступов, резко обогащенных водой и другими летучими компонентами. Закономерным следствием высокой концентрации металлов в расплавах является повышенная акцессорная минерализация мусковитовых гранитов, которая представляет, по существу, начальную стадию постмагматического пневматолито-гидротермального рудоотложения.

Из проведенного анализа геохимических данных следует, что реальная

рудноносность редкометальных интрузий обычно непосредственно связана с участками развития поздних фазово-фациальных дифференциатов, резко обогащенных соответствующими гранитофильными элементами. Граниты ГФ редкометальных интрузий при умеренном концентрировании в них редких элементов и летучих в большинстве случаев безрудны. Благодаря значительной автономности процессов внутриочаговой петрохимической и флюидно-эманационной дифференциации, сопровождающейся концентрированием редких элементов, уровень накопления последних в генетически сходных дифференциатах редкометальных систем оказывается различным, чем в значительной мере определяется разная степень рудоносности редкометальных интрузий. Поэтому оценка сравнительной рудоносности редкометальных интрузивных систем требует их обязательного детального геологического анализа и получения геохимической характеристики всех фазово-фациальных дифференциатов.

Вместе с тем при всей однозначности вывода о непосредственной связи оруденения с поздними дифференциатами редкометальных интрузий основное прогнозное значение имеет геохимическая характеристика не дифференциатов, а гранитов ГФ, которая фиксирует принадлежность интрузивной системы к потенциально рудоносным и вероятность развития в связи с ней редкометального оруденения. Это заключение является прямым следствием того обстоятельства, что в части рудоносных редкометальных систем тела поздних дифференциатов либо вообще неизвестны, и их наличие во внутренних зонах интрузий может лишь предполагаться, либо они настолько локальны, что обнаруживаются лишь при детальном геологическом изучении участков развития оруденения. Так, одно из наиболее известных в Центральном Забайкалье Хапчерангинское оловянно-полиметаллическое месторождение локализовано в экзоконтактовой зоне купола одноименной интрузии, геохимическая характеристика гранитов которого практически идентична характеристике гранитов ГФ других интрузий харалгинского комплекса (см. табл. 17). Точно так же, Белухинское вольфрамит-кварцевое с сульфидами месторождение приурочено к одноименному редкометальному массиву, сложенному гранитами ГФ, геохимически аналогичными гранитам ГФ других вольфрамоносных интрузивных систем (Олдандинской, Саханайской, Дурулгуевской, Хангилайской, табл. 17), в которых, в отличие от Белухинского массива, оруденение локализовано в мусковитовых гранитах купольной фации ГФ. Наконец, в Шумиловском массиве, также вмещающем вольфрамит-кварцевое оруденение, дайки ультраредкометальных фельзитов (онгонитов) были выявлены и изучены лишь в результате детальных геологоразведочных работ.

Таким образом, количественная геохимическая характеристика гранитов ГФ в виде элементной формулы и индекса концентрации является основанием для вывода о степени вероятной потенциальной рудоносности гранитной системы, хотя и не может дать ответа на вопрос о месте возможной локализации оруденения и его масштабах. Решение последнего предполагает необходимость детальных исследований в пределах всей площади развития данной, перспективной по предварительной оценке магматической системы с выявлением ее дифференциатов.

Изложенные материалы подтверждают и одновременно уточняют обоб-

шающий вывод о том, "что оловянное оруденение всех формационных типов пространственно и генетически ассоциирует с магматическими комплексами и формировались после внедрения кислых дифференциатов многофазных плутонических или вулканоплутонических комплексов" [137]. Приведенные геохимические данные позволяют дополнить это положение выводами о генетической связи оруденения с редкометальными гранитными системами, однозначно проявленной в идентичности набора гранитофильных элементов, концентрирующихся в гранитах ГФ и формирующихся сопровождающее оруденение (см. табл. 15 и 17), и о непосредственной связи последнего, как правило, с поздними дифференциатами таких систем. В числе гранитофильных элементов особая индикаторная роль принадлежит редким щелочным элементам, в первую очередь литию, степень концентрирования которых в редкометальных гранитах прямо коррелируется с их рудоносностью, но которые благодаря интенсивному рассеиванию в породообразующих минералах лишь в очень редких случаях формируют самостоятельную постмагматическую минерализацию (редкометальные пегматиты).

### **Монцонитовая гранитоидная формационная группа Центрального и Восточного Забайкалья**

#### **Распространенность и краткая геологическая характеристика интрузий монцонитовой группы**

Предыдущие главы посвящены сиалическим, коровым гранитоидам Забайкалья. Происхождение гранитоидов монцонитовой группы всегда связывалось с базальтоидными магмами, в разной степени гибридизированными за счет усвоения гранитного материала [104]. В последние годы Л.В. Таусоном и М.Н. Захаровым установлена прямая связь части гранитоидов группы (акатуевский комплекс) с калиевыми щелочными базальтоидами [53, 175].

Интрузии монцонитовой группы формировались в период мезозойской тектоно-магматической активизации, связаны с зонами глубинных разломов и по геологическому возрасту, как и массивы редкометальных гранитов, являются средне-верхнеюрскими. Главным комплексом в группе является шахтаминский, массивы которого широко развиты на территории Агинской и Аргунской зон. В настоящее время в состав шахтаминского обычно включается акатуевский комплекс [140], интрузии которого выделяются в южной половине Восточно-Забайкальского региона (см. рис. 2, в, № 84). В пределах Пришилкинской структурно-формационной зоны Восточно-Забайкальского региона развиты интрузии сретенского (амуджикано-сретенского, [104]) комплекса монцонитовой группы. В соседней Олекминской структурно-формационной зоне молибденового пояса (см. рис. 1) аналогом сретенского считаются интрузии амуджиканского комплекса. В восточной части Даурской зоны Центрального Забайкалья развиты субвулканические интрузии ниже-среднеюрского сохондинского комплекса.

Петрология и геохимия перечисленных комплексов Восточно-Забайкальского региона детально охарактеризованы в ряде публикаций [2, 53].

Автором были изучены интрузии шахтаминского комплекса Агинской зоны и совместно с Л.Н. Свадковской — гранитоиды сохондинского комплекса [86].

С интрузиями монцонитовой формационной группы пространственно (парагенетически) связывается золотое и молибденово-полиметаллическое оруденение [31, 64]. Таким образом, металлогения гранитоидов монцонитовой группы резко отличается от типичного редкометального оруденения оловянно-вольфрамового пояса.

*Шахтаминский комплекс* представлен пространственно разобщенными гигабиссальными массивами площадью от нескольких до 250 км<sup>2</sup>, прорываемыми в пределах Агинской зоны песчано-сланцевые породы палеозоя и триаса, а в Аргунской зоне — палеозойские гранитоиды и нижнеюрские песчано-сланцевые породы (Шахтаминский массив), чем геологически и определяется возраст комплекса.

В ряде полихронных массивов (Дурулгуевский, № 61; Седловский, № 63; Соктуйский, № 69 и др.) интрузии шахтаминского комплекса сочетаются с более поздними интрузиями кукульбейского комплекса редкометальной формационной группы. Однако такие массивы составляют меньшинство, и чаще интрузии комплексов пространственно автономны.

Одним из наиболее изученных является Шахтаминский массив, в котором выделяются гранитоиды главной и заключительной (ФДИ) фаз. Гранитоиды ГФ подразделяются на две интрузивные субфазы. Ранняя представлена монцогаббро-монцодиоритами, слагающими небольшие тела среди гранитоидов главной субфазы в области западного эндоконтакта массива. Поздняя, главная субфаза, представлена связанными постепенными переходами порфиридовидными биотит-роговообманковыми граносиенитами и гранитами. Локальное тело монцодиоритов ранней субфазы выделяется также в южном экзоконтакте соседнего с Шахтаминским Аленгуйского массива (см. рис. 2, в, № 82) шахтаминского комплекса.

Минеральный состав монцодиоритовых пород ранней субфазы характеризуется присутствием микроклина в переменных количествах; темноцветные представлены пироксеном, амфиболом и биотитом. В гранитоидах главной субфазы биотит количественно преобладает над роговой обманкой, а пироксен присутствует лишь в реликтах. Плаггиоклаз зональный, двух генераций, № 35—28 и № 25—20 [104].

В Верхнеундинском районе, где расположены Шахтаминский и Аленгуйский крупные массивы шахтаминского комплекса, широко развиты также малые тела так называемого позднешахтаминского комплекса, сложенные на 90% гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами, субвулканическими кварцевыми порфирами и на 10% лампрофирами и диабазовыми порфиритами [162]. По представлениям автора настоящей работы кислые образования позднешахтаминского комплекса имеют самое непосредственное отношение к формированию молибденово-полиметаллического оруденения. В самом Шахтаминском массиве оно локализуется вблизи сгущения дайковых и штокообразных тел гранит-порфиров позднешахтаминского комплекса, прорывающих гранитоиды ГФ. В расположенном к югу от Шахтаминского массива Кудиканском рудном районе [57] все молибденовые рудопроявления пространственно тесно связаны с субвулканическими телами гранит-порфиров и кварцевых порфиров позднешахтамин-

ского комплекса, прорывающих палеозойские гранитоиды ундинского комплекса (рис. 20). Пространственно малые интрузии позднешахтаминского комплекса во многих случаях автономны от массивов шахтаминского, и их связь с магматическими очагами шахтаминского комплекса можно лишь предполагать.

Среди массивов шахтаминского комплекса Агинской зоны можно, по аналогии с составом гранитоидов Шахтаминского и Аленгуйского массивов, выделить две различающихся группы интрузий. Массивы первой группы сложены ассоциацией пород пестрого состава, подобных породам ГФ Шахтаминского массива (ранней и главной субфаз), представленными монцогаббровыми, монцодиоритовыми, гранодиоритовыми и граносиенитовыми разновидностями, характеризующимися обычно постепенными переходами, реже интрузивными соотношениями и непостоянной (от мелко- и разномзернистой до крупномзернистой) структурой.

Вторая, преобладающая группа представлена массивами гранодиорит-гранитного состава, которые сложены преимущественно порфировидными граносиенитами, гранодиоритами и гранитами, по составу близкими к гранитоидам главной субфазы Шахтаминского массива.

В части массивов Агинской зоны встречаются протяженные мощные дайки граносиенит-порфиров, гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров, являющиеся, очевидно, аналогами малых интрузий позднешахтаминского комплекса.

Аксессуарный состав гранитоидов ГФ шахтаминского комплекса характеризуется апатит-циркон-сфен-ортит-магнетитовой ассоциацией.

*Сретенский комплекс* представлен массивами до 250 км<sup>2</sup> [2], развитыми в Пришилкинской структурно-формационной зоне и связанными с системой разрывных структур Монголо-Охотского глубинного разлома. ГФ комплекса представлена в большей части массивов гигантопорфировидными роговообманково-биотитовыми гранодиоритами и гранитами. В составе аксессуарных — апатит, циркон, сфен, ортит, магнетит [104].

*Акатуевский комплекс* представлен массивами монцогаббро-монцодиоритового состава [53]. По минеральному составу кварцевые монциты ГФ Акатуевского (см. рис. 2, в, № 84) массива аналогичны монцодиоритам ранней субфазы Шахтаминского. Это обстоятельство служило основным аргументом для включения образований акатуевского комплекса в состав шахтаминского. Вместе с тем главная отличительная особенность акатуевского комплекса заключается в преобладании в его составе не интрузивных, а эффузивных образований. Как было показано Л.В. Таусоном и М.Н. Захаровым [175], среди эффузивов резко преобладают латиты (трахиандезиты), и формирование комплекса таким образом непосредственно связано со щелочно-базальтоидными магмами. Следует отметить одну характерную особенность монцодиоритов-монцогаббро акатуевского комплекса, заключающуюся в наличии очень тонких и крупных ножевидных лейт биотита пойкилобластического характера (поздняя биотизация, по М.Н. Захарову). Кроме пород Акатуевского массива, они наблюдались в части монцодиоритов Аленгуйского и Шахтаминского массивов.

Главными аксессуарными минералами интрузивных пород комплекса являются апатит, циркон, магнетит.

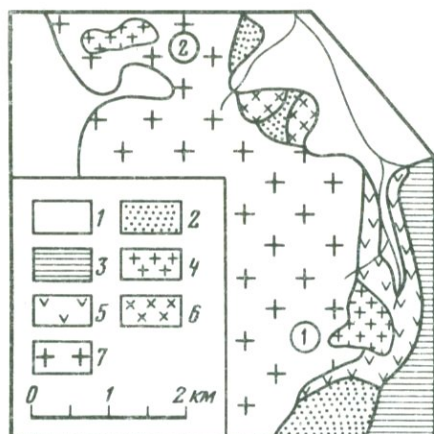


Рис. 20. Геологическая схема Кудиканского района

1 — современные отложения; 2 — песчаники с прослоями алевролитов,  $J_1$ ; 3 — слюдяные песчаники и роговики с прослоями известняков,  $PZ_3$ ; 4, 5 — позднешахтаминский комплекс: 4 — гранит-порфиры, 5 — кварцевые порфиры; 6 — шахтаминский комплекс, диориты, кварцевые диориты и гранодиориты; 7 — ундинский комплекс, гранодиориты и граниты роговообманково-биотитовые и биотитовые; цифры на схеме — штоки: 1 — Кудиканский, 2 — Право-Шаманский

Сохондинский комплекс представлен субвулканическими полями дацитов, распространенными исключительно в восточной части Даурской структурно-формационной зоны (см. рис. 2, а) и приуроченными к районам пересечения северо-восточных глубинных разломов Онон-Туринской системы северо-западными [166]. Массивы комплекса сложены субвулканическими дацитами, трахидацитами (дацитовыми порфиритами) и интрузивными гранодиорит-порфирами, резкопорфировидными гранодиоритами и "андезиновыми гранитами" [98], являющимися типичными кварцевыми монцонитами. Хотя, согласно данным геологических съемок, перечисленные разновидности представляют несколько последовательных интрузивных и субвулканических фаз, между ними наряду с интрузивными соотношениями нередко фиксируются и постепенные переходы, свидетельствующие об отсутствии резких временных перерывов. Это позволило объединить их в ГФ.

В.Л. Краснов [98] в Сохондинском вулканоплутоне выделяет аляскисты (гранит-порфиры) четвертой фазы, слагающие мощные протяженные дайкообразные тела и дайки. Проведенные исследования [87, 151] показали, что аналогичные дайкообразные и штокообразные тела кварцевых порфиров, гранит-порфиров и резкопорфировидных гранитов площадью до  $20 \text{ км}^2$  широко распространены в районах развития пород ГФ комплекса и представляют по геологическим и геохимическим признакам ЗФ сохондинского комплекса. Ранее большинство этих интрузий обычно включались в харалгинский рудоносный комплекс редкометалльной группы. Для гранитов ЗФ характерна микрогранитовая и микрогранофировая структура основной массы, вкрапленники представлены олигоклазом № 20–30, калишпатом и кварцем. Часть штоков ЗФ (Бырцинский, № 25; Алханский, № 30) сложена резкопорфировидными гранитами, отличающимися от сходных гранитов харалгинского комплекса редкометалльной формационной группы значительной меланократовостью (6–10% темноцветных) и присутствием небольших количеств роговой обманки. Кроме гранитов, среди пород ЗФ сохондинского комплекса встречаются лейкократовые кварцевые монцониты (Алханайский шток).

Геохимическая характеристика гранитоидов  
монцонитовой формационной группы

Гранитоиды ГФ главных интрузивных комплексов монцонитовой группы в целом образуют ряд родственных пород, состав которых изменяется от монцодиоритов-монцочтов (шахтаминский комплекс) до кварцевых сиенитов-гранодиоритов (сретенский комплекс) и дацитов (сохондинский комплекс). Все они характеризуются повышенной ролью магния и повышенной щелочностью, которая обусловлена превышающими кларковые концентрации содержаниями как натрия, так и калия (см. рис. 3 и 4). На аналогичных рис. 3 и 4 диаграммах рис. 21 и 22 приводятся более подробные сведения, включающие, в частности, характеристику кислых дифференциатов монцонитовой группы (табл. 19). Как следует из диаграммы рис. 21, средний состав массивов повышенной основности шахтаминского комплекса в Агинской зоне соответствует монцодиориту-

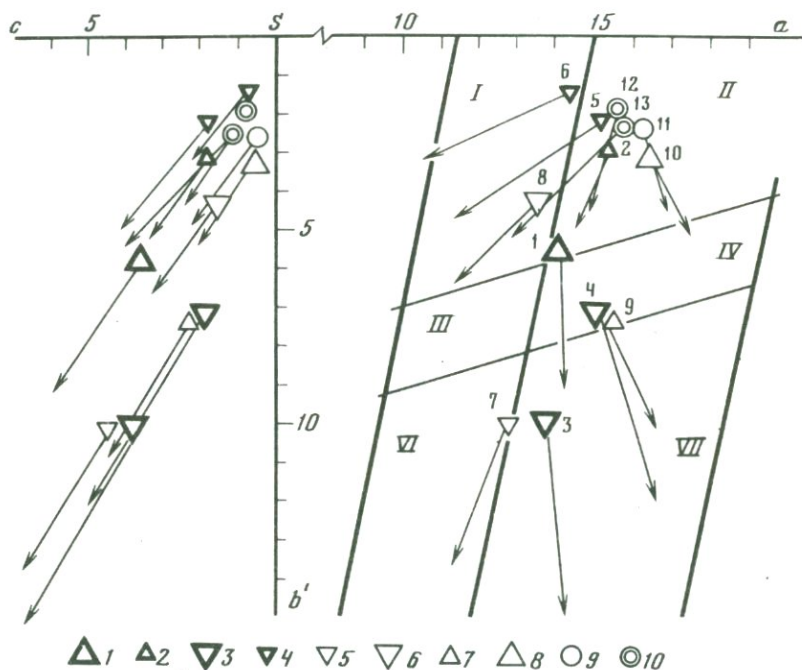


Рис. 21. Петрохимическая диаграмма А.Н. Заварицкого главных разновидностей гранитоидов монцонитовой и субщелочной формационных групп

1-4 - гранитоидные комплексы монцонитовой формационной группы Центрального и Восточного Забайкалья: 1, 2 - сохондинский комплекс (1 - дациты и гранодиорит-порфиры ГФ, 2 - граниты и гранит-порфиры ЗФ), 3 - шахтаминский комплекс, монцодиориты, кварцевые сиениты, гранодиориты ГФ, 4 - поздншахтаминский комплекс, граниты и гранит-порфиры; 5-10 - гранитоидные комплексы субщелочной формационной группы Западного Забайкалья: 5, 6 - бичурский комплекс (5 - монцодиориты I фазы, 6 - граниты ГФ), 7, 8 - кудунский комплекс (7 - сиениты и граносиениты I фазы, 8 - лейкограниты ГФ), 9, 10 - гуджирский комплекс (9 - лейкограниты биотитовые ГФ, 10 - лейкограниты двуслюдяные ГФ); I-VII поля, по [29]: I - гранитов, II - щелочных гранитов, III - гранодиоритов; IV - граносиенитов, VI - диоритов, VII - щелочноземельных сиенитов; цифры на диаграмме соответствуют номерам колонок анализов в табл. 20

Таблица 19

Химический состав (в вес. %) разновидностей гранитоидов монцонитовой и субщелочной формационных групп

| Компонент                      | Монцонитовая формационная группа, Центральное и Восточное Забайкалье |                             |   |   |  |                                   |
|--------------------------------|--|-----------------------------|---|---|--|-----------------------------------|
|                                | Соходинский комплекс   |                             | Шахтаминский комплекс                                   |   | Позднешахтаминский комплекс                  |                                   |
|                                | Дациты и гранодиорит-порфиры ГФ                                      | Граниты и гранит-порфиры ЗФ | Монцогаббро, монцодиориты, гранодиориты (Агинская зона) | Монцониты, граносиениты, граниты (Аргунская зона) | Граниты резкопорфировидные (Дзалайский штук) | Гранит-порфиры (Кудиканский штук) |
|                                | 1  | 2                           | 3   | 4   | 5  | 6                                 |
| SiO <sub>2</sub>               | 66,63  | 70,88                       | 62,20   | 68,04   | 71,24  | 75,36                             |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,54   | 0,28                        | 0,74  | 0,47  | 0,23   | 0,18                              |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,48  | 14,46                       | 15,74   | 14,47   | 15,45  | 12,90                             |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,47   | 0,52                        | 0,89  | 3,05  | 1,40   | 1,07                              |
| FeO                            | 3,36   | 2,10                        | 3,80  | —   | —  | 0,23                              |
| MnO                            | 0,08   | 0,06                        | 0,09  | 0,04  | 0,02   | 0,02                              |
| MgO                            | 1,22   | 0,47                        | 2,90  | 2,18  | 0,60   | 0,31                              |
| CaO                            | 2,92   | 1,49                        | 3,62  | 2,47  | 1,52   | 0,57                              |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,80   | 3,88                        | 3,83  | 4,31  | 4,52   | 3,66                              |
| K <sub>2</sub> O               | 3,84   | 4,66                        | 3,51  | 4,16  | 3,73   | 4,68                              |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,10   | 0,05                        | 0,20  | 0,13  | 0,02   | 0,08                              |
| П.п.п.                         | 0,89   | 0,66                        | 0,85  | 0,63  | 0,71   | 0,48                              |
| Число проб                     | 36   | 40                          | 59  | 39  | 5  | 7                                 |

\* H<sub>2</sub>O; \*\* По [91]; \*\*\* По данным Е.М. Шеремета [197]; \*\*\*\* По [97].

монцониту, тогда как в Аргунской зоне в составе интрузий преобладают граносиениты. Основность пород акатуевского комплекса, связанного, как отмечалось, с латитовыми магмами, повышается до монцогаббро [53].

Кислые дифференциаты представлены субщелочными гранитами лейкогранитами, сохраняющими тенденции повышенных концентраций либо натрия, либо калия (рис. 22). Их особенностью является появление умеренной избыточной глиноземистости (рис. 21), чем лейкограниты ЗФ, включая позднешахтаминский комплекс, заметно отличаются от гранитоидов ГФ, в которых разновидности с избыточным глиноземом отсутствуют. Таким образом, по общему химизму граниты ЗФ монцонитовой группы практически неотличимы от гранитов части массивов харалгинского комплекса (см. рис. 15).

| Субщелочная формационная группа, Западное Забайкалье |            |  |                 |  |   |  |
|--|------------|--|-----------------|--|---|--|
| Бичурский комплекс                                   |            | Кудунский комплекс Витим-Каренгское междуречье |                 | Средне-верхнеюрские интрузии лейкогранитов               |   |  |
| Монцодиориты 1 фазы                                  | Граниты ГФ | Сиениты и граносиениты 1 фазы                  | Лейкограниты ГФ | Лейкограниты биотитовые ГФ (Витим-Каренгское междуречье) | Лейкограниты двуслюдяные ГФ (Витим-Каренгское междуречье) | Лейкограниты двуслюдяные ГФ (Джидинский район Первомайский массив) |
| 7  | 8          | 9  | 10              | 11   | 12  | 13   |
| 61,94  | 72,36      | 67,02  | 72,92           | 73,44  | 74,55   | 73,0   |
| 0,83   | 0,38       | 0,43   | 0,20            | 0,24   | 0,14  | 0,06   |
| 17,02  | 14,11      | 14,83  | 13,59           | 13,25  | 13,31   | 13,7   |
| 2,82   | 1,58       | 1,70   | 0,85            | 1,00   | 0,58  | 1,1  |
| 3,03   | 1,72       | 2,22   | 1,55            | 1,15   | 1,08  | 0,5  |
| 0,60   | 0,19       | 0,03   | 0,04            | 0,04   | 0,03  | 0,09   |
| 2,64   | 0,76       | 1,41   | 0,46            | 0,34   | 0,34  | 0,6  |
| 3,42   | 1,41       | 3,02   | 0,83            | 0,60   | 0,67  | 0,9  |
| 3,50   | 3,73       | 4,24   | 4,55            | 4,41   | 4,20  | 3,9  |
| 3,48   | 4,05       | 4,17   | 4,72            | 4,84   | 4,63  | 5,3  |
| 0,15   | 0,16       | 0,14   | 0,05            | 0,06   | 0,05  | —  |
| 0,78   | 0,74*      | 0,61   | 0,31            | 0,29   | 0,43  | —  |
| 4**  | 17**       | 5***   | 18***           | 21***  | 13***   | 7**  |

Редкоземельный состав гранитоидов монцонитовой группы характеризуется рядом отличительных особенностей (табл. 20–22).

Наиболее основные по составу монцогаббро ГФ акатуевского комплекса выделяются, по данным М.Н. Захарова [53], экстремально высокими концентрациями стронция и бария. В породах комплекса отчетливо повышены концентрации гранитофильных фтора, молибдена, в меньшей степени олова, а содержания редких щелочных элементов, напротив, понижены, благодаря чему заметно повышены значения отношений K/Rb и Ba/Rb. Монцодиориты ГФ интрузий шахтаминского комплекса Агинской зоны характеризуются кларковыми концентрациями стронция и бария при пониженных содержаниях щелочных элементов и повышенных — олова и бора, уровень концентраций которых, кроме того, в разных массивах резко различен. В части массивов повышены содержания также вольфрама,

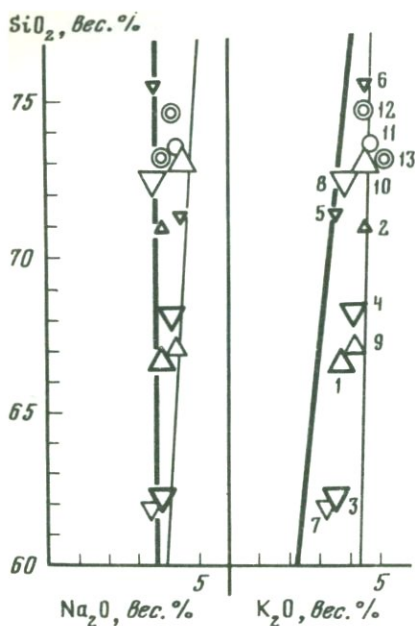


Рис. 22. Соотношение  $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$  в главных разновидностях гранитоидов монцонитовой и субшелочной формационных групп

Условные обозначения те же, что и на рис. 21

хотя средние его концентрации в гранитоидах комплекса соответствуют кларковому уровню.

Отмеченные геохимические особенности пород повышенной основности шахтаминского комплекса наследуются преимущественно распространенными граносиенитами-гранодиоритами ГФ монцонитовой группы. Несмотря на существенное снижение их основности, содержания рубидия остаются ниже кларкового уровня, а концентрации стронция и бария могут быть заметно повышенными (амуджикано-сретенский комплекс). Не наблюдается заметного снижения концентраций этих

элементов и в гранитах 3Ф сохондинского комплекса (табл. 20).

Как следует из анализа элементных формул (табл. 22), благодаря вышеотмеченному концентрированию в монцодиоритах ГФ части гранитофильных элементов, их редкометальность заметно повышается и составляет +1,7 кларка. Степень редкометальности граносиенитов-гранодиоритов (дацитов) ГФ шахтаминского и сохондинского комплексов по сравнению с монцодиоритами ГФ еще более возрастает, достигая +2,7 — +4,8 кларка, благодаря концентрированию в граносиенитах и гранодиоритах молибдена, являющегося, как указывалось, профилирующим в оруденении, сопровождающем интрузии группы. Кроме того, граносиениты-гранодиориты наследуют от монцогаббро-монцодиоритов повышенные концентрации олова и бора, к которым в дацитах сохондинского комплекса присоединяется вольфрам, также характерный для сопровождающего эндогенного оруденения. Наконец, отличительной чертой элементных формул монцонитов и граносиенитов ГФ монцонитовой группы является присутствие среди концентрирующихся элементов стронция, к которому в породах более основного состава присоединяется барий (акатуевский комплекс).

Устойчивое концентрирование в гранитоидах ГФ монцонитовой группы олова, бора, молибдена и вольфрама полностью наследуется гранитами 3Ф сохондинского комплекса. Вместе с тем усиления концентраций гранитофильных элементов в средней характеристике гранитов 3Ф по сравнению с гранитоидами ГФ не отмечается. В соответствии со значительным понижением основности гранитов 3Ф по сравнению с породами ГФ содержания стронция и бария в них снижаются до кларкового уровня.

Выявленное концентрирование в породах монцонитовой группы олова,

Таблица 20

Средняя редкоземельная характеристика гранитоидов формаций монцонитовой группы

| Элемент              | Акатуевский комплекс       | Шахтаминский комплекс                  |   | Амуджиякано-сретенский комплекс | Соходдинский комплекс          |                            |
|----------------------|----------------------------|--|---|---------------------------------|--------------------------------|----------------------------|
|                      | Монцогаббро и монцониты ГФ | Монцогаббро, монцониты (Агинская зона) | Кварцевые монцониты, гранодиориты, граниты ГФ (Агинская зона) | Гранодиориты и граниты ГФ       | Дашиты, гранодиорит-порфиры ГФ | Граниты, гранит-порфиры ЗФ |
| SiO <sub>2</sub> , % | Нет данных                 | 58,4                                   | 65,9  | 68,9                            | 66,6                           | 70,9                       |
| Na                   | 3,2                        | 2,7                                    | 3,0   | 3,1                             | 2,9                            | 3,0                        |
| K                    | 3,4                        | 2,4                                    | 3,2   | 3,25                            | 3,2                            | 3,8                        |
| F                    | 0,13                       | 0,06                                   | 0,06  | 0,07                            | 0,05                           | 0,04                       |
| Li, г/т              | 34                         | 31                                     | 39  | 60                              | 48                             | 50                         |
| Rb                   | 100                        | 105                                    | 135   | 130                             | 130                            | 155                        |
| Be                   | 3,3                        | 2,3                                    | 2,9   | 4,0                             | 1,9                            | 3,1                        |
| Sr                   | 1200                       | 400                                    | 400   | 470                             | 210                            | 200                        |
| Ba                   | 1600                       | 810                                    | 750   | 950                             | 750                            | 760                        |
| B                    | Нет данных                 | 42                                     | 28  | Нет данных                      | 26                             | 21                         |
| Sn                   | 2,6                        | 5,7                                    | 4,1   | 5,0                             | 5,9                            | 5,0                        |
| W                    | Нет данных                 | 1,3                                    | 1,8   | Нет данных                      | 2,9                            | 3,3                        |
| Mo                   | 2,6                        | 1,0                                    | 3   | 1,6                             | 4                              | 2,5                        |
| Zn                   | 52                         | 80                                     | 52  | 43                              | 55                             | 52                         |
| Pb                   | 25                         | 19                                     | 23  | 27                              | 25                             | 24                         |
| K/Rb                 | 340                        | 230                                    | 240   | 250                             | 250                            | 245                        |
| Ba/Rb                | 16                         | 7,7                                    | 5,6   | 7,3                             | 5,8                            | 4,9                        |
| Число проб           | 70–160*                    | 37                                     | 55  | 197**                           | 59                             | 51                         |

\* По М.Н. Захарову [53]; \*\* По В.С. Антипину [2].

вольфрама и бора полностью согласуется с представлениями последнего времени о их мантийном источнике в магматитах, что подтверждается также установленными повышенными их содержаниями в калиевых щелочных базальтоидах-латитах [9, 172, 175].

Представления о связи гранитоидов монцонитовой группы с базальтоидами полностью согласуются с полученными данными о распределении сидерофильных элементов (табл. 23). Породы повышенной основности шахтаминского комплекса по содержанию кремнекислоты, железа и титана сопоставляются со средними породами таблицы кларков А.П. Виноградова [24]. Однако содержания в них типичных сидерофилов глубинного происхождения — Na, Co, Cu — превышают кларковый уровень в 2–6 раз. Особенно велики концентрации хрома в монцодиоритах шахтаминского комплекса. В породах ГФ граносиенит-гранодиоритового состава

Таблица 21

Редкоземельная характеристика гранитов поздних фаз монцонитовой группы

| Элемент              | Сохондинский комплекс         |                            |                           |                           |
|----------------------|-------------------------------|----------------------------|---------------------------|---------------------------|
|                      | Алханайский массив, № 30      | Бырцинские массивы, № 25   | Жипкошинский массив, № 28 | Сохондинский массив, № 24 |
|                      | Граниты резкопорфировидные ЗФ | Граниты резкопорфировидные | Гранит-порфиры ЗФ         | Гранит-порфиры ЗФ         |
| SiO <sub>2</sub> , % | 70,0                          | 70,4                       | 72,4                      | 71,7                      |
| Na                   | 2,9                           | 3,3                        | 2,5                       | 2,7                       |
| K                    | 3,7                           | 3,7                        | 3,7                       | 3,6                       |
| F                    | 0,05                          | 0,05                       | 0,02                      | 0,04                      |
| Li, г/т              | 48                            | 58                         | 30                        | 60                        |
| Rb                   | 145                           | 150                        | 150                       | 170                       |
| Be                   | 4                             | 2                          | 3                         | 3                         |
| Sr                   | 270                           | 190                        | 170                       | 130                       |
| Ba                   | 800                           | 880                        | 660                       | 400                       |
| B                    | 23                            | 18                         | 22                        | 21                        |
| Sn                   | 5,1                           | 4,9                        | 5,0                       | 5,9                       |
| W                    | 2,4                           | 2,6                        | 2,5                       | 7,6                       |
| Mo                   | 0,8                           | 2,3                        | 3,5                       | 1,7                       |
| Zn                   | 49                            | 58                         | 63                        | 42                        |
| Pb                   | 26                            | 19                         | 23                        | 36                        |
| K/Rb                 | 255                           | 250                        | 250                       | 210                       |
| Ba/Rb                | 5,5                           | 5,9                        | 4,4                       | 2,4                       |
| Число проб           | 11                            | 21                         | 11                        | 8                         |

ва шахтаминского комплекса по сравнению с монцодиоритами концентрации сидерофильных элементов понижаются, но остаются резко (в 3–8 раз) повышенными по сравнению с кларковым уровнем концентраций этих элементов в гранитах. В несколько меньшей степени повышены концентрации Co, Cr и Ni в гранитоидах сретенского комплекса (данные В.С. Антипина [2]) и наименее — в субвулканических гранитоидах ГФ сохондинского комплекса, хотя и в этом комплексе превышение кларкового уровня составляет 2–3 раза. Таким образом, в концентрациях сидерофильных элементов связь гранитоидов монцонитовой формационной группы с базальтоидными расплавами проявлена, пожалуй, наиболее однозначно. В свете этих данных низкие концентрации сидерофильных элементов в монцогаббро-монцодиоритах Акатуевского массива [52] представляются труднообъяснимыми.

Связь гранитоидов группы с базальтоидами подтверждается и повышенными содержаниями всех сидерофильных элементов в гранитах ЗФ сохондинского комплекса, несмотря на их кислый состав. Вместе с тем при усилении степени отдифференцированности поздних лейкогранитов монцонитовой группы концентрации сидерофильных элементов в них могут пони-

| Позднешахтаминский комплекс                  |                                   |                |                                       |                      |
|--|-----------------------------------|----------------|---------------------------------------|----------------------|
| Аленгуйский массив, № 82                     | Кудиканский массив, № 85          |                |                                       | Право-Шаманский шток |
| Граниты резкопорфировидные (Дзалайский шток) | Кварцевые порфиры, ранняя субфаза | Гранит-порфиры | Граниты аплитовидные, поздняя субфаза | Гранит-порфиры       |
| 71,2   | 73,4                              | 75,4           | 76,3                                  | 76,2                 |
| 3,4  | 2,6                               | 2,8            | 2,6                                   | 2,4                  |
| 3,1  | 3,5                               | 3,9            | 3,8                                   | 3,9                  |
| 0,09   | 0,04                              | 0,10           | 0,07                                  | 0,03                 |
| 20   | 19                                | 20             | 16                                    | 11                   |
| 125  | 190                               | 260            | 250                                   | 220                  |
| 3,8  | 2,6                               | 6,6            | 6,6                                   | 2,3                  |
| 880  | 130                               | 150            | 85                                    | 70                   |
| 1340   | 960                               | 300            | 210                                   | 370                  |
| 17   | ~70                               | 25             | 23                                    | 42                   |
| 2,2  | 3,9                               | 3,1            | 3,5                                   | 4,6                  |
| 10,6   | 2,0                               | 22             | 26                                    | 3,8                  |
| 3,8  | 0,5                               | 11             | 21                                    | 1,6                  |
| 35   | 16                                | 31             | 28                                    | 24                   |
| 31   | 55                                | 32             | 28                                    | 70                   |
| 250  | 185                               | 150            | 150                                   | 180                  |
| 10,7   | 5,1                               | 1,2            | 0,8                                   | 1,7                  |
| 7  | 5                                 | 10             | 5                                     | 5                    |

жаться ниже кларкового уровня, утрачивая свое индикаторное значение в отношении генезиса лейкогранитов (позднешахтаминский комплекс).

Наименее показательны в гранитоидах монцонитовой группы содержания редкоземельных элементов, Y, Zr, Nb, Hf (см. табл. 9). Из них, в соответствии с повышенной основностью гранитоидов, резко понижены относительно кларкового уровня в гранитах содержания ниобия. Концентрации остальных элементов либо слабо понижены (Y, Yb), либо соответствуют кларковому уровню в гранитах, за исключением гафния, для которого фиксируется устойчивое повышение концентраций.

#### Геохимические признаки рудоносности лейкогранитов монцонитовой формационной группы

Гранитами и лейкогранитами сложены малые интрузии и дайки ЗФ сохондинского и шахтаминского, а также позднешахтаминского комплексов. Как указывалось, ранее все тела гранитов ЗФ сохондинского комплекса включались в состав рудоносного харалгинского. Данные таблиц 20, 21 и 22 показывают, что граниты ЗФ (Алханайский, Бырцин-

Таблица 22

Геохимическая характеристика гранитоидов монзонитовой группы в элементных формулах

| Комплекс           | Массив                                    | Порода, фаза                           | Индекс концентрации  |        |        |
|--------------------|---|--|--|--------|--------|
|                    |   |  | с Мо   | без Мо |        |
| Шахтаминский       | В целом                                   | Монцогаббро и монзониты ГФ             | $\frac{B\ 2,8 - Sn\ 1,9 - Zn\ 1,6 - Sr\ 1,3}{Rb\ 0,6 - F\ 0,75}$   | + 1,7  | + 1,7  |
|                    | В целом                                   | Граносениты, гранодиориты и граниты ГФ | $\frac{Mo\ 3,0 - B\ 1,9 - Sn\ 1,4 - Sr\ 1,3}{F\ 0,75}$   | + 2,7  | + 0,7  |
| Сохондинский       | В целом                                   | Дациты и гранодиорит-порфиры ГФ        | $\frac{Mo\ 4,0 - Sn\ 2,0 - W\ 1,9 - B\ 1,7}{F\ 0,6 - Be\ 0,6 - Sr\ 0,7}$   | + 4,8  | + 1,8  |
|                    | В целом                                   | Граниты и гранит-порфиры ЗФ            | $\frac{Mo\ 2,5 - W\ 2,2 - Sn\ 1,7 - B\ 1,4}{F\ 0,5 - Sr\ 0,7}$   | + 3,3  | + 1,8  |
| Сохондинский       | Алханайский, № 30                         | Граниты ЗФ                             | $\frac{Sn\ 1,7 - W\ 1,6 - B\ 1,5 - Be\ 1,3 - Pb\ 1,3}{F\ 0,6}$   | + 2,0  | + 2,0  |
|                    | Бырцинские, № 25                          | Граниты ЗФ                             | $\frac{Mo\ 2,3 - W\ 1,7 - Sn\ 1,6 - Li\ 1,4}{F\ 0,6 - Sr\ 0,6 - Be\ 0,7}$  | + 2,3  | + 1,0  |
|                    | Жипкошинский, № 28                        | Гранит-порфиры ЗФ                      | $\frac{Mo\ 3,5 - Sn\ 1,7 - W\ 1,7 - B\ 1,5}{F\ 0,25 - Sr\ 0,6}$  | + 3,6  | + 1,1  |
|                    | Сохондинский, № 24                        | Гранит-порфиры ЗФ                      | $\frac{W\ 5,1 - Sn\ 2,0 - Pb\ 1,8 - Mo\ 1,7 - Li\ 1,5 - B\ 1,4}{Sr\ 0,4 - Ba\ 0,5 - F\ 0,5}$                     | + 7,0  | + 6,3  |
| Позднешахтаминский | Аленгуйский массив, № 82, Дзалайский штук | Граниты резкопорфировидные             | $\frac{W\ 7,1 - Mo\ 3,8 - Sr\ 2,9 - Ba\ 1,7 - Pb\ 1,6 - Be\ 1,3}{Sn\ 0,3 - Li\ 0,5 - Rb\ 0,7 - Zn\ 0,7}$         | + 5,7  | + 2,9  |
|                    | Право-Шаманский штук                      | Гранит-порфиры                         | $\frac{Pb\ 3,5 - B\ 2,8 - W\ 2,5 - Mo\ 1,6 - Sn\ 1,5 - Rb\ 1,3}{Sr\ 0,2 - Li\ 0,3 - F\ 0,4 - Ba\ 0,5 - Zn\ 0,5}$ | + 5,9  | + 5,3  |
|                    | Кудиканский массив, № 85                  | Кварцевые порфиры                      | $\frac{B\ 4,7 - Pb\ 2,8 - Sn\ 1,3 - W\ 1,3}{Zn\ 0,3 - Sr\ 0,4 - F\ 0,5 - Li\ 0,5 - Mo\ 0,5}$                     | + 4,6  | + 5,1  |
|                    |   | Гранит-порфиры                         | $\frac{W\ 14,7 - Mo\ 11,0 - Be\ 2,2 - B\ 1,7 - Pb\ 1,6 - Rb\ 1,5}{Ba\ 0,4 - Sr\ 0,5 - Li\ 0,5 - Zn\ 0,6}$        | + 26,2 | + 16,2 |
|                    |   | Аплитовидные граниты                   | $\frac{Mo\ 21,0 - W\ 17,3 - Be\ 2,2 - Rb\ 1,5 - B\ 1,5 - Pb\ 1,4}{Sr\ 0,3 - Ba\ 0,3 - Li\ 0,4 - Zn\ 0,6}$        | + 38,3 | + 18,3 |

ские и др. массивы) характеризуются близкими к кларковым концентрациями большинства характерных гранитофильных элементов и пониженными относительно кларкового уровня содержаниями фтора, чем они резко отличаются от рудоносных гранитов харалгинского комплекса (см. табл. 17, 18). Кроме того, граниты ЗФ сохондинского комплекса отличаются от харалгинских заметно более высокими, приближающимися к кларковому уровню, содержаниями стронция и бария. Среднее значение К/Rb отношения в сохондинских гранитах (245) полностью соответствует его среднему значению для гранитоидов ГФ монзонитовой группы в целом (см. табл. 2), что в два раза выше его значения, установленного для рудонос-

| Элементная формула   | Индекс концентрации |        |
|--|---------------------|--------|
|  | с Мо                | без Мо |
| $\frac{B\ 2,8 - Sn\ 1,9 - Zn\ 1,6 - Sr\ 1,3}{Rb\ 0,6 - F\ 0,75}$   | + 1,7               | + 1,7  |
| $\frac{Mo\ 3,0 - B\ 1,9 - Sn\ 1,4 - Sr\ 1,3}{F\ 0,75}$   | + 2,7               | + 0,7  |
| $\frac{Mo\ 4,0 - Sn\ 2,0 - W\ 1,9 - B\ 1,7}{F\ 0,6 - Be\ 0,6 - Sr\ 0,7}$   | + 4,8               | + 1,8  |
| $\frac{Mo\ 2,5 - W\ 2,2 - Sn\ 1,7 - B\ 1,4}{F\ 0,5 - Sr\ 0,7}$   | + 3,3               | + 1,8  |
| $\frac{Sn\ 1,7 - W\ 1,6 - B\ 1,5 - Be\ 1,3 - Pb\ 1,3}{F\ 0,6}$   | + 2,0               | + 2,0  |
| $\frac{Mo\ 2,3 - W\ 1,7 - Sn\ 1,6 - Li\ 1,4}{F\ 0,6 - Sr\ 0,6 - Be\ 0,7}$  | + 2,3               | + 1,0  |
| $\frac{Mo\ 3,5 - Sn\ 1,7 - W\ 1,7 - B\ 1,5}{F\ 0,25 - Sr\ 0,6}$  | + 3,6               | + 1,1  |
| $\frac{W\ 5,1 - Sn\ 2,0 - Pb\ 1,8 - Mo\ 1,7 - Li\ 1,5 - B\ 1,4}{Sr\ 0,4 - Ba\ 0,5 - F\ 0,5}$                     | + 7,0               | + 6,3  |
| $\frac{W\ 7,1 - Mo\ 3,8 - Sr\ 2,9 - Ba\ 1,7 - Pb\ 1,6 - Be\ 1,3}{Sn\ 0,3 - Li\ 0,5 - Rb\ 0,7 - Zn\ 0,7}$         | + 5,7               | + 2,9  |
| $\frac{Pb\ 3,5 - B\ 2,8 - W\ 2,5 - Mo\ 1,6 - Sn\ 1,5 - Rb\ 1,3}{Sr\ 0,2 - Li\ 0,3 - F\ 0,4 - Ba\ 0,5 - Zn\ 0,5}$ | + 5,9               | + 5,3  |
| $\frac{B\ 4,7 - Pb\ 2,8 - Sn\ 1,3 - W\ 1,3}{Zn\ 0,3 - Sr\ 0,4 - F\ 0,5 - Li\ 0,5 - Mo\ 0,5}$                     | + 4,6               | + 5,1  |
| $\frac{W\ 14,7 - Mo\ 11,0 - Be\ 2,2 - B\ 1,7 - Pb\ 1,6 - Rb\ 1,5}{Ba\ 0,4 - Sr\ 0,5 - Li\ 0,5 - Zn\ 0,6}$        | + 26,2              | + 16,2 |
| $\frac{Mo\ 21,0 - W\ 17,3 - Be\ 2,2 - Rb\ 1,5 - B\ 1,5 - Pb\ 1,4}{Sr\ 0,3 - Ba\ 0,3 - Li\ 0,4 - Zn\ 0,6}$        | + 38,3              | + 18,3 |

ных гранитов редкометальной группы (120). Таким образом, в гранитах большинства тел ЗФ сохондинского комплекса существенного концентрирования гранитофильных элементов не наблюдается, и уровень редкометальности гранитоидов ГФ и ЗФ комплекса является сходным, составляя 2–4 кларка. Вместе с тем среди интрузивных тел ЗФ повышенной редкометальностью отчетливо выделяются гранит-порфиры дайкообразных тел Сохондинского массива (см. рис. 2, а, № 24), с которыми, как известно, пространственно связано небогатое касситерит-кварцевое с шелитом и сульфидами оруденение. Сохондинские гранит-порфиры выделяются среди остальных интрузий ЗФ повышенными концентрациями

Таблица 23

Средние содержания сидерофильных элементов в гранитоидах монцонитовой формационной группы

| Комплекс                     | Порода, фаза                   | Содержание       |     |     |     |     |     |     | Число сборных проб |
|------------------------------|--------------------------------|------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|--------------------|
|                              |                                | %                |     |     | г/г |     |     |     |                    |
|                              |                                | SiO <sub>2</sub> | Fe  | Ti  | V   | Cr  | Co  | Ni  |                    |
| Акаутевский*                 | Монцогаббро, монцодиориты ГФ   | 56,8             | 4,4 | 6,6 | 40  | 41  | 7,6 | 30  |                    |
| Шахтаминский (Агинская зона) | Монцогаббро, монцодиориты ГФ   | 58,4             | 4,6 | 5,9 | 130 | 310 | 37  | 100 | 5                  |
|                              | Монцониты, гранодиориты ГФ     | 65,4             | 2,8 | 3,0 | 67  | 150 | 14  | 60  | 5                  |
| Амуджиканосретенский*        | Гранодиориты и граниты ГФ      | 69,3             | 2,2 | 3,3 | 44  | 96  | 10  | 40  | —                  |
| Сохондинский                 | Дашиты, гранодиорит-порфиры ГФ | 65,8             | 3,2 | 3,6 | 54  | ~70 | 8   | 22  | 4                  |
|                              | Граниты ЗФ                     | 70,7             | 2,1 | 1,6 | 53  | 76  | 6   | 15  | 5                  |
| Позднешахтаминский           | Граниты, гранит-порфиры        | 73,0             | 1,2 | 1,2 | 32  | 40  | 6,3 | 26  | 5                  |
| Кларки, по А.П. Виноградову  | Средние породы                 | 55,6             | 5,8 | 8,0 | 100 | 50  | 10  | 55  | —                  |
|                              | Кислые породы                  | 69,1             | 2,7 | 2,3 | 40  | 25  | 5   | 8   | —                  |

\* По М.Н. Захарову [53]; \*\* По В.С. Антипину [2].

олова и особенно вольфрама при заметном снижении содержаний стронция и бария (что является, как установлено, характерной чертой рудоносных гранитов). Элементом-минерализатором в гранит-порфирах выступает бор, содержания которого слабо повышены в гранитах всех интрузий ЗФ. По уровню концентрации редких элементов гранит-порфиры ЗФ Сохондинского массива являются субредкометалльными, что выражается в умеренном концентрировании в них части гранитофильных элементов (ИНК составляет +7 кларков, табл. 22), при низких содержаниях фтора.

В минерализации, сопровождающей гранитоиды монцонитовой группы, главное промышленное значение имеет молибденит-кварцевое оруденение, пространственно ассоциирующее с частью лейкогранитных интрузий позднешахтаминского комплекса. Из них геохимически подробно изучены Дзалайский шток Аленгуйского (см. рис. 2, в, № 82) массива, и штоки (№ 85, 85А) Кудиканского рудного района (табл. 21, 22), представленные субщелочными гранитами и ультракислыми лейкогранитами.

Они характеризуются кларковыми или близкими к кларковым концентрациями фтора, редких щелочей, олова, но отчетливо повышенными содержаниями бора, вольфрама и молибдена, особенно высокими в интрузиях, сопровождающихся оруденением (Дзалайский, Кудиканский штоки). При этом более основные разновидности гранитов выделяются высокими содержаниями стронция и бария, которые в ультракислых гранитах резко снижаются до нижекларкового уровня. Кроме того, в последних повышаются концентрации рубидия и особенно бериллия при сохранении нижекларкового уровня содержаний лития.

Из перечисленных геохимических особенностей в отношении оценки рудоносности наиболее важны повышенные концентрации бора, молибдена и вольфрама. Магматическая природа повышенных содержаний бора очевидна из наиболее высоких его концентраций в закаленных порциях расплава, представленных кварцевыми порфирами ранней субфазы Кудиканского массива (рис. 20, табл. 22 и 23). Концентрации рудных элементов наиболее высоки в самых поздних образованиях, представленных аплитовидными мелкозернистыми гранитами заключительной субфазы Кудиканского штока. Повышенные концентрации молибдена фиксируются присутствием в гранитах мелких чешуек молибденита; повышенные содержания вольфрама установлены впервые и коррелируются с развитием в сопровождающем штоке молибденит-кварцевом оруденении сопутствующей шеелитовой минерализации.

В связи с тем, что повышенные концентрации рудных элементов нередко связываются с процессами гидротермальной проработки гранитов во время формирования месторождений, т. е. считаются по отношению к гранитам наложенными, в Кудиканском районе этот вопрос был рассмотрен специально. Вмещающие палеозойские граниты в экзоконтакте Кудиканского штока, в особенности в районе самого рудопроявления, интенсивно изменены. Изменения выражаются во все возрастающей степени калишпатизации гранитов и одновременной серицитизации плагиоклазов, сопровождающихся разложением (гидратацией) биотитов с явлениями их хлоритизации. Гранит-порфиры самого Кудиканского штока только слабо серицитизированы. Из данных табл. 24 видно, что слабо и интенсивно измененные палеозойские вмещающие граниты характеризуются очень низкими концентрациями молибдена и вольфрама, которые заметно возрастают, особенно для вольфрама, только в локальном участке Кудиканского рудопроявления. Однако уровень концентраций этих элементов в наиболее измененных вмещающих гранитах остается значительно более низким по сравнению с их содержаниями в малоизмененных гранит-порфирах и аплитовидных мелкозернистых гранитах Кудиканского штока. По мнению автора, рассмотренные данные свидетельствуют о первично магматической природе повышенных концентраций молибдена и вольфрама в интрузиях позднешахтаминского комплекса вполне однозначно. Дополнительным свидетельством первично магматического источника рудных элементов является повышение концентраций вольфрама и других гранитофильных элементов в биотитах Кудиканского штока гранит-порфиров.

Сделанные выводы о сравнительной рудоносности лейкогранитов монцонитовой формационной группы подтверждаются анализом элементных

Таблица 24

Распределение содержаний вольфрама и молибдена (в г/т) в гранитоидах Кудиканского района (данные по сборным пробам)

| Район, порода   | Элемент |     |
|---|---------|-----|
|   | W       | Mo  |
| <i>Вмещающие палеозойские граниты</i>   |         |     |
| Умеренно измененные калишпатизированные, в дальнейшем (0,5–1,5 км) экзоконтакте Кудиканского штока                    | 2,7     | 0,6 |
| Интенсивно измененные калишпатизированные, серицитизированные, хлоритизированные зоны экзоконтакта Кудиканского штока | 2,2     | 0,6 |
| Интенсивно измененные участки развития штокверкового прожилкового молибденитового оруденения                          | 7,2     | 3,3 |
| <i>Кудиканский шток позднешахтаминского комплекса</i>   |         |     |
| Гранит-порфиры  | 22      | 11  |
| Граниты мелкозернистые, аплитовидные  | 26      | 21  |

формул (см. табл. 22). Геохимический облик гранитоидов ГФ группы определяется концентрированием элементов подкорового происхождения — бора и олова, а также в ряде массивов молибдена и вольфрама (сохондинский комплекс) в сочетании с повышенными концентрациями стронция в породах повышенной основности. Концентрации таких типичных гранитофилов, как редкие щелочи и бериллий, напротив, часто не достигают кларкового уровня. Эти же геохимические особенности наследуются гранитами ЗФ безрудных массивов, в которых в соответствии с понижением их основности понижаются также концентрации стронция, а в кислых и ультракислых разновидностях — стронция и бария. Вместе с тем общий уровень редкометальности гранитов безрудных массивов ЗФ сохондинского комплекса сохраняется приблизительно на одном уровне, составляя 2–4 кларка с учетом молибдена, или 1–2 кларка без молибдена.

Граниты и гранит-порфиры рудоносных интрузий сохондинского и позднешахтаминского комплексов отчетливо выделяются повышенной редкометальностью, которая составляет в разных массивах 6–20 и более кларков. При этом в элементных формулах наблюдается наиболее интенсивное концентрирование элементов, формирующих оруденение (Mo, W, также Sn и Сохондинском массиве). В связи с тем, что в гранитах с повышенными концентрациями молибдена фиксируется мелкочешуйчатый молибденит, который обычно связывается с постмагматическими процессами, в таблице приведены два значения индекса концентрации — с учетом молибдена и без него. Хотя молибден и является ведущим элементом оруденения, его исключение совершенно не влияет на оценку степени сравнительной рудоносности гранитов по значениям коэффициентов концентраций. Из изученных интрузий как наиболее рудоносный резко выделяется Кудиканский шток, в гранит-порфирах которого наблюдается усиленное концентрирование бора, бериллия, рубидия при самом высоком уровне накопления молибдена и вольфрама.

Элементные формулы наглядно иллюстрируют различия в степени ру-

доносности Кудиканского и Дзалайского штоков позднешахтаминского комплекса. Граниты последнего характеризуются повышенными концентрациями стронция и бария, отражающими, как было показано ранее, повышенную температурность расплавов, связанную, очевидно, с пониженными концентрациями в них летучих компонентов, в первую очередь воды. Благодаря этому связанное с Дзалайским штоком отделение постмагматических рудоносных флюидов было ограниченным, вследствие чего шток сопровождается лишь рассеянной и не имеющей практического значения молибденитовой минерализацией. По принятому принципу вычисления индекса концентрации, в том случае, когда барий и стронций находятся в числителе элементной формулы, как это наблюдается в гранитах Дзалайского штока (табл. 22), их количества при расчете ИНК вычитаются, снижая значения ИНК и отражая реальное понижение потенциальной рудоносности гранитов. Из сказанного следует, что наличие стронция и бария в числителе элементной формулы гранитов следует рассматривать как резко отрицательный фактор в отношении потенциальной рудоносности интрузии вследствие пониженной концентрации в расплавах флюидов и повышенных температур их кристаллизации.

Сопоставление элементных формул рудоносных в отношении Mo—W оруденения гранитов, принадлежащих к монзонитовой формационной группе (редкометалльные граниты щелочного ряда, по Л.В. Таусону [171]), с рассмотренными выше рудоносными адамеллитами-лейкогранитами редкометальной формационной группы (плюмазитовые редкометалльные лейкограниты, по Л.В. Таусону) показывает (см. табл. 17 и 22), что главная их геохимическая особенность состоит в концентрировании в них большинства гранитофильных элементов и снижении содержания стронция и бария. При этом элементы, формирующие постмагматическое оруденение, характеризуются обычно наиболее высокими коэффициентами концентрации: олово и вольфрам в редкометалльных плюмазитовых лейкогранитах, молибден и вольфрам в редкометалльных гранитах щелочного ряда. Главной отличительной чертой плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов является практически постоянное интенсивное концентрирование в них лития и фтора, тогда как для редкометалльных лейкогранитов щелочного ряда накопление этих элементов не характерно, и в гранитах наиболее рудоносного Кудиканского штока (см. табл. 22) концентрации фтора лишь слабо превышают кларковый уровень. Главным элементом-минерализатором в редкометалльных гранитах щелочного ряда выступает бор, концентрирующийся в них до уровня 1,5—4 кларков (см. табл. 22). Повышенные концентрации бора характерны также для большей части интрузий плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов оловянно-вольфрамового пояса Забайкалья (см. табл. 17), в которых вместе с тем главная роль принадлежит обычно не бору, а фтору.

ГРАНИТОИДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ  
МОЛИБДЕНОВОГО МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Субщелочная гранитная формационная группа  
Западно-Забайкальского региона

Обширная территория Западно-Забайкальского региона (см. рис. 1) сложена на 60–70% гранитоидными породами преимущественно палеозойского возраста и подразделяется на несколько структурно-формационных зон: Селенгино-Витимскую, Малханскую и Олекминскую (Становую, [90]). Молибденовый пояс включает юго-западную часть Селенгино-Витимской зоны, Малханскую зону и южную половину Олекминской.

Наибольшим распространением в регионе пользуются гранитоиды раннепалеозойского баргузинского комплекса каледонского орогенического цикла, слагающие крупнейший Ангаро-Витимский батолит, массивы которого занимают громадные площади (более 100 тыс. км<sup>2</sup>) в пределах Селенгино-Витимской зоны вплоть до восточного побережья оз. Байкал [110, 138]. Особенностью комплекса является резкое преобладание в его составе существенно кислых гранитов (72% SiO<sub>2</sub>). В юго-западной части Селенгино-Витимской зоны выделяется также джидинский батолитовый комплекс каледонского цикла тоналит-гранодиорит-гранитного состава [138]. В соседней Малханской структурно-формационной зоне батолитоподобные массивы гранитогнейсов и гнейсогранитов в метаморфитах докембрия объединяются в раннепалеозойский малханский комплекс.

Широко развиты в пределах Селенгино-Витимской и Малханской зон среднепалеозойские гранитоиды, общая площадь распространения которых оценивается в 30 тыс. км<sup>2</sup> [138]. В юго-западной части Селенгино-Витимской зоны они объединяются в дабанский комплекс сиенит-гранитного состава, выделенный из джидинского палеозойского гетерогенного комплекса. Развитые на остальной территории Селенгино-Витимской зоны средние и крупные (400–3000 кв. км<sup>2</sup>) массивы кварцевых сиенитов-лейкогранитов в настоящее время частью исследователей объединяются в средне-верхнепалеозойский зазинский комплекс, главный район развития которого охватывает междуречье Селенги и Витима. Устанавливается отчетливая связь интрузий комплекса с зонами глубинных разломов.

До недавнего времени считалось, что между палеозойским и мезозойским гранитным магматизмом в Западном Забайкалье существовал значительный временной разрыв [90]. В настоящее время эта точка зрения пересматривается и доказывается пермский – пермо-триасовый возраст гранитных интрузий [138], считавшихся ранее нижнемезозойскими, на основании их геологических соотношений с пермскими вулканогенно-осадочными образованиями, палеонтологический возраст которых впервые установлен.

В современной формационной схеме позднепалеозойский–раннемезозойский магматизм образует ареал гранитоидных массивов площадью от десятков до 300 км<sup>2</sup>, протягивающийся в северо-восточном направлении более чем на тысячу километров, включающий всю Селенгино-Витимскую, часть Малханской зоны (см. рис. 1) и уходящий в юго-западном

направлении на территорию Северной Монголии. По мнению Б.А. Литвиновского [138], ареал представляет генетически единую формационную серию, если вообще не одну формацию щелочных-субщелочных сиенитов, граносиенитов и гранитов, хотя среди интрузий ареала выделяется несколько комплексов. В Селенгино-Витимской зоне выделяются субщелочной кудунский комплекс сиенит-гранитного состава и куналейский комплекс щелочных сиенитов и гранитов, возраст которых оценивается как позднепалеозойский и нижнетриасовый соответственно. В Малханской зоне выделяются интрузии граносиенит-гранитного состава бичурского позднепалеозойского комплекса. В последнее время В.В. Скрипкиной из состава кудунского выделен соготинский позднепермский гипабиссально-субвулканический комплекс, представленный большей частью порфировыми породами, отвечающими по составу граносиенитам и субщелочным гранитам-лейкогранитам.

Молибденовое и молибден-вольфрам-редкометальное оруденение молибденового пояса Западно-Забайкальского региона до недавнего времени связывалось главным образом с интрузиями субщелочных лейкогранитов, относившихся к юрскому возрасту и объединявшихся со значительной долей условности в гуджирский комплекс. Вместе с тем еще Ю.В. Комаровым [90] отмечалась рудоносность отдельных лейкогранитных массивов кудунского комплекса. В настоящее время, когда устанавливается широкая распространенность позднепалеозойских интрузий субщелочных лейкогранитов (кудунский, соготинский комплексы), сопровождающихся в ряде случаев молибден-вольфрамовой и редкометальной минерализацией, можно говорить о позднепалеозойском возрасте основной части оруденения молибденового металлогенического пояса, завершение формирования которого, по-видимому, связано с немногочисленными, предположительно юрскими, интрузиями субщелочных лейкогранитов гуджирского комплекса.

В соответствии с особенностями состава гранитоидов, позднепалеозойские-мезозойские гранитоидные комплексы Западно-Забайкальского региона объединены в субщелочную формационную группу, определявшую металлогению молибденового пояса.

Значительный вклад в изучение геохимии гранитов группы сделан Е.М. Шереметом [197]; геохимия палеозойских гранитов региона изучена пока фрагментарно.

*Бичурский гранодиорит-гранитный комплекс* выделен в южных районах Малханской и Селенгино-Витимской структурно-формационных зон (см. рис. 1). Становление комплекса осуществлялось в три фазы. I фаза представлена ограниченно распространенными роговообманково-биотитовыми гранодиоритами, слагающими массивы до 90 км<sup>2</sup> [90]. Гранитоиды II (главной) фазы преобладают и представлены связанными постепенными переходами гранодиоритами, гранитами и граносиенитами, образующими массивы до 150 км<sup>2</sup> и более. Среди них выделяются роговообманковые, биотит-роговообманковые (до 5% роговой обманки) и биотитовые (3–7% биотита) разновидности. В III фазу выделяются мелко-среднезернистые лейкократовые (1–2% биотита) граниты, в которых иногда проявлены грейзенизация и гидротермалиты – кварцевые жилы с молибденитом, магнетитом и гематитом. Аксессуары представлены

многочисленными магнетитом (до 3–5%) и сфеном, менее распространенными ортитом, пиритом, халькопиритом.

*Кудунский комплекс* представлен массивами площадью от нескольких до 350 км<sup>2</sup>, сложенными субщелочными гранитоидами ряда граносиенит-гранит. В первую фазу комплекса Б.А. Литвиновским выделяются крупно- и мелкозернистые субщелочные роговообманково-биотитовые граносиениты, во вторую – субщелочные лейкократовые (1–3% биотита) граниты и реже – граносиениты. Аксессуарные представлены многочисленным магнетитом, титаномагнетитом, сфеном, ортитом и цирконом.

*Гуджирский комплекс* был первоначально выделен в Джидинском районе Юго-Западного Забайкалья после открытия здесь вольфрамово-молибденового оруденения. В комплекс долгое время объединялось большинство лейкогранитных интрузий Западного Забайкалья, сопровождающихся молибден-вольфрам-редкометальной минерализацией. Возраст комплекса на основе калий-аргонового датирования определяется как средневерхнеюрский [59], и его формирование связывается с завершающим периодом позднепалеозойско-мезозойской тектоно-магматической активизации Западного Забайкалья. В настоящее время устанавливается принадлежность многих включавшихся в комплекс массивов к более ранним формациям (бичурский, кудунский комплексы), и круг интрузий, которые могут быть отнесены к гуджирскому комплексу, коренным образом пересматривается. В связи с этим в настоящей работе рассмотрены только отдельные массивы комплекса в северо-восточной части Селенгино-Витимской зоны (Витим-Каренгское междуречье) и эталонный Первомайский массив в ее юго-западной части (Джидинский рудный район), геохимически изученные Е.М. Шереметом [197].

Гуджирский комплекс в Витим-Каренгском междуречье представлен несколькими массивами площадью от 25 до 120 км<sup>2</sup> (Конталакский, Каменский, Ореkitканский, Тукулайский), сложенными средне- и крупнозернистыми лейкогранитами ГФ, переходящими в эндоконтактовых зонах в мелкозернистые порфиroidные граниты и гранит-порфиры [197].

Во всех массивах выделяются небольшие тела мелкозернистых порфиroidных гранитов ФДИ и поздние дайки аплитов и гранит-порфиrow. В составе гранитов ГФ калишпат (30–45%) преобладает над плагиоклазом (15–40%, олигоклаз), содержание биотита составляет 0,2–1,5%, в гранитах Конталакского и Ореkitканского массивов отмечается мусковит (0,2–0,6%). Каменский и Тукулайский массивы сопровождаются молибденитовой минерализацией, с Ореkitканским массивом связано молибденитовое оруденение.

В Джидинском рудном районе к гуджирскому комплексу уверенно относятся только наиболее изученный Первомайский массив с Горкинским сателлитовым штоком. ГФ Первомайского массива представлена двуслюдяными лейкогранитами (1–2% биотита, до 1% мусковита), слагающими около 90% его площади [197]. Поздние фазы представлены дайками аплитов, сиенитов и сиенит-порфиrow, а также гранит-порфирами Горкинского штока. Кроме Первомайского массива, в Джидинском районе известен ряд мелких штоков, сложенных двуслюдяными или существенно мусковитовыми лейкогранитами. В настоящее время формационная принадлежность большинства из них проблематична: по дан-

ным В.И. Игнатовича с соавторами [59], к гуджирскому комплексу из этой группы уверенно относятся Малоойногорский массив, тогда как Чемуртаевский массив представляет бичурский комплекс.

### Геохимическая характеристика гранитоидов субщелочной формационной группы и вопросы их рудоносности

Средний химический состав и петрохимические характеристики гранитоидов субщелочной формационной группы в целом подобны соответствующим данным по гранитоидам монзонитовой формационной группы (см. табл. 19, рис. 21 и 22). Для них характерны повышенные относительно кларкового уровня содержания натрия (кудунский и гуджирский комплексы) и особенно калия (см. рис. 22). Более основные разновидности гранитоидов в обеих группах представлены монцодиоритами-сиенитами и граносиенитами, а среди гранитов доминируют субщелочные разновидности (см. рис. 21). Вместе с тем существенное различие двух формационных групп заключается в том, что если в монзонитовой группе доминируют граносиениты и гранодиориты ГФ при широком распространении ранних монцодиоритов и незначительном — гранитов ЗФ, то в субщелочной группе доминируют лейкограниты ГФ при широком распространении лейкограносиенитов ГФ и незначительном — ранних монцодиоритов, выделяющихся лишь в составе ограниченно распространенного бичурского комплекса. При этом петрохимические характеристики гранитов ЗФ монзонитовой группы и гранитов ГФ субщелочной группы идентичны, так же как и элементный состав сопровождающего эти граниты оруденения. Следует также отметить, что по общему химизму субщелочные лейкограниты сходны с лейкогранитами рудоносного харалгинского комплекса оловянно-вольфрамового пояса. Это лишний раз показывает неоднозначность петрохимических данных для установления различий рудоносных гранитов оловянно-вольфрамового и молибденового поясов. Вместе с тем было показано [197], что главным отличительным обязательным признаком субщелочных лейкогранитов является высокомагнезиальный состав их биотитов, резко отличающихся от железисто-глиноземистых и низкомагнезиальных биотитов лейкогранитов оловянно-вольфрамового пояса.

Редкоэлементная характеристика гранитоидов субщелочной группы непостоянна. Гранитоидам бичурского и кудунского комплексов свойственны очень низкие концентрации гранитофильных элементов при повышенных содержаниях стронция и бария, включая лейкограниты. Единственным гранитофильным элементом, слабо концентрирующимся в части интрузий бичурского и кудунского комплексов, является молибден (табл. 25). Концентрации большинства остальных гранитофильных элементов в гранитах и лейкогранитах либо значительно ниже кларкового уровня (бичурский комплекс), либо едва его достигают, что фиксируется в отрицательных или близких к нулю значениях индекса концентрации (табл. 26). Интрузии с подобной геохимической характеристикой лейкогранитов безрудны.

Характер распределения гранитофильных элементов в рудоносных лейкогранитах гуджирского комплекса резко меняется. В целом этим лейкогранитам свойственны умеренно повышенные концентрации ряда гра-

Таблица 25

Средний редкоземельный состав гранитоидов субщелочной формационной группы (по [197])

| Элемент              | Бичурский комплекс                           |                        | Кудунский комплекс           |                 | Средне-верхнеюрские интрузии лейкогранитов |                             |                          |      |
|----------------------|--|------------------------|------------------------------|-----------------|--|-----------------------------|--------------------------|------|
|                      | Габбро-диориты, диориты, гранодиориты I фаза | Граниты ГФ             | Витим-Каренгское между-речье |                 | Витим-Каренгское между-речье               |                             | Джидинский район         |      |
|                      |  |                        | Граносиениты I фаза          | Лейкограниты ГФ | Лейкограниты биотитовые ГФ                 | Лейкограниты двуслюдяные ГФ | Лейкограниты двуслюдяные |      |
|                      | Первоийский массив                           | Малоойногорский массив |                              |                 |  |                             |                          |      |
| 1                    | 2  | 3                      | 4                            | 5               | 6  | 7                           | 8                        |      |
| SiO <sub>2</sub> , % | 61,6   | 72,4                   | 67,0                         | 72,9            | 73,4                                       | 74,5                        | 73,0                     | 75   |
| Na                   | 3,3  | 3,1                    | 4,4                          | 4,3             | 3,1  | 3,2                         | 2,8                      | 2,0  |
| K                    | 1,85   | 3,1                    | 4,0                          | 4,6             | 4,1  | 3,9                         | 4,4                      | 3,8  |
| F                    | 0,04   | 0,02                   | 0,06                         | 0,05            | 0,06                                       | 0,13                        | 0,70                     | 0,03 |
| Li, г/т              | 20   | 21                     | 24                           | 22              | 50   | 100                         | 71                       | 5    |
| Rb                   | 45   | 140                    | 110                          | 135             | 220  | 430                         | 630                      | 240  |
| Be                   | 1,3  | 1,1                    | 1,8                          | 2,0             | 4,1  | 5,8                         | 11                       | 4,5  |
| Sr                   | 730  | 220                    | 720                          | 200             | —  | —                           | 125                      | 80   |
| Ba                   | 1800   | 990                    | 1630                         | 860             | —  | —                           | 540                      | 160  |
| B                    | —  | —                      | —                            | —               | —  | —                           | 18,5                     | 66   |
| Sn                   | 3,2  | 3,0                    | 5,0                          | 3,8             | 5,4  | 4,8                         | 5,7                      | 3,1  |
| W                    | 1,2  | 1,2                    | 1,6                          | 1,7             | 2,5  | 1,7                         | 25                       | 3,8  |
| Mo                   | 2,3  | 0,8                    | 2,0                          | 2,4             | 2,5  | 1,9                         | 9                        | 5,8  |
| Zn                   | 62   | 43                     | 66                           | 46              | 50   | 50                          | 55                       | 40   |
| Pb                   | 13   | 14                     | 15                           | 14              | 20   | 24                          | 20                       | 43   |
| K/Rb                 | 410  | 225                    | 360                          | 325             | 185  | 90                          | 70                       | 160  |
| Ba/Rb                | 40   | 6,8                    | 14,9                         | 6,3             | —  | —                           | 0,9                      | 0,7  |
| Число проб           | 7—20   | 9                      | 11—20                        | 27              | 64   | 57                          | 32                       | 13   |

Таблица 26. Геохимическая характеристика гранитоидов субщелочной формационной группы в элементных формулах

| Комплекс                         | Район, порода   | Рудоносность       | Элементная формула  | Индекс концентрации |        |
|----------------------------------|---|--------------------|---|---------------------|--------|
|                                  |   |                    |   | с Мо                | без Мо |
| Бичурский                        | Габбродиориты и гранодиориты I фаза                                 | Безрудные          | $Sr\ 2,5 - Ba\ 2,5 - Mo\ 2,3$   | - 4,0               | - 5,3  |
|                                  |   |                    | $Rb\ 0,3 - Be\ 0,4 - Li\ 0,5 - F\ 0,5 - Pb\ 0,7$                              |                     |        |
| Кудунский                        | Граниты ГФ  | Безрудные          | $Ba\ 1,4$   | - 2,6               | - 2,6  |
|                                  |   |                    | $F\ 0,25 - Be\ 0,4 - Li\ 0,5 - Sr\ 0,7 - Zn\ 0,7 - Pb\ 0,7$                   |                     |        |
| Средне-верхнеюрские лейкограниты | Витим-Каренгское междуречье: лейкограниты I фаза                    | Безрудные          | $Sr\ 2,5 - Be\ 2,0 - Mo\ 2,0 - Sn\ 1,7$                                       | - 2,0               | - 3,0  |
|                                  |   |                    | $Li\ 0,6 - Be\ 0,6 - Rb\ 0,6$   |                     |        |
| Средне-верхнеюрские лейкограниты | Витим-Каренгское междуречье: лейкограниты биотитовые ГФ             | Безрудные          | $Mo\ 2,4 - Sn\ 1,3$   | + 0,3               | - 1,1  |
|                                  |   |                    | $F\ 0,6 - Li\ 0,6 - Be\ 0,7 - Sr\ 0,7 - Pb\ 0,7$                              |                     |        |
| Средне-верхнеюрские лейкограниты | Витим-Каренгское междуречье: лейкограниты двуслюдяные ГФ            | Рудоносные, (Мо)   | $Mo\ 2,5 - Sn\ 1,8 - W\ 1,7 - Be\ 1,4 - Rb\ 1,3 - Li\ 1,2$                    | + 3,9               | + 2,4  |
|                                  |   |                    | $Li\ 2,5 - Rb\ 2,5 - Be\ 1,9 - Mo\ 1,9 - F\ 1,6 - Sn\ 1,6$                    |                     |        |
| Средне-верхнеюрские лейкограниты | Джидинский район: лейкограниты двуслюдяные (Первомайский массив)    | Рудоносные (W, Мо) | $W\ 16,7 - Mo\ 9,0 - F\ 8,7 - Be\ 3,7 - Rb\ 3,7 - Sn\ 1,9 - Li\ 1,8 - B\ 1,2$ | + 38,7              | + 30,7 |
|                                  |   |                    | $Sr\ 0,7 - Ba\ 0,7$   |                     |        |
| Средне-верхнеюрские лейкограниты | Джидинский район: лейкограниты двуслюдяные (Малоойногорский массив) | Рудоносные (Мо)    | $Mo\ 5,8 - B\ 4,4 - W\ 2,5 - Pb\ 2,2 - Be\ 1,5 - Rb\ 1,4$                     | + 10,3              | + 5,5  |
|                                  |   |                    | $Li\ 0,1 - Ba\ 0,2 - Sr\ 0,3 - F\ 0,4 - Zn\ 0,7$                              |                     |        |

нифобильных элементов. при пониженных концентрациях стронция и бария, и большинство их по геохимическим особенностям являются субредкометальными. Содержание фтора непостоянно: в гранитах большинства изученных массивов [197] оно заметно ниже кларкового уровня, в части массивов слабо его превышает и лишь в одном, Первомайском, наиболее рудоносном массиве, экстремально высоко (табл. 25). От редкометальных гранитов оловянно-вольфрамового пояса рудоносные субщелочные лейкограниты молибденового пояса отличаются заметно более низкими концентрациями редких щелочных элементов, особенно лития, также олова, бериллия. Даже в случае резкого повышения содержания фтора накопление лития и олова весьма умеренно (Первомайский массив). Выше отмечалось, что эта же особенность свойственна интрузиям субщелочных лейкогранитов позднешахтаминского комплекса, с которыми в Аргунской зоне связано молибденовое оруденение.

Степень сравнительной рудоносности интрузий молибденового пояса получает совершенно конкретную оценку в элементных формулах и индексе концентрации (см. табл. 26). Если лейкограниты безрудных массивов бичурского и кудунского комплексов характеризуются отрицательными значениями индекса, то в гранитах рудоносных массивов его значение положительно и меняется в очень большом диапазоне. Наиболее характерно концентрирование в рудоносных гранитах профилирующих в молибденовом поясе молибдена и вольфрама; сопутствующими являются олово, бериллий, литий, рубидий с невысоким, ниже двух кларков, уровнем накопления. В целом, как видно из таблицы, лейкогранитам гуджирского комплекса свойствен характерный для рудоносных гранитов вид элементных формул, в которых ряд накопления (числитель) представлен большей частью гранитофильных элементов, а в знаменателе (элементы рассеяния) находятся барий и стронций. При этом граниты наиболее рудоносного Первомайского массива характеризуются самыми высокими содержаниями гранитофильных элементов и наиболее высоким значением индекса концентрации (+ 39).

Сопоставление данных по рудоносным гранитам гуджирского комплекса (см. табл. 26) показывает, что граниты интрузий, сопровождающихся только молибденовым оруденением, характеризуются обычно очень умеренным возрастанием редкометальности в значительной мере за счет повышения в них концентраций профилирующего молибдена (например, Малоойногорский массив). Редкометальность интрузий, с которыми связано комплексное молибден-вольфрам-редкометальное оруденение, резко возрастает (Первомайский массив) благодаря расширению круга интенсивно концентрирующихся в гранитах таких интрузий гранитофильных элементов (W, Mo, F, Be, Rb). Аналогичные данные получены совместно с В.В. Скрипкиной (ИГО "Бурятгеология") по гранитам рудоносного соготинского комплекса, выделенного в последнее время, как указывалось выше, из состава разновозрастного с соготинским кудунского комплекса.

Из рассмотренных материалов следует, что формационная принадлежность лейкогранитных интрузий молибденового пояса отражается в геохимической характеристике гранитов в очень слабой степени. Поэтому, по мнению автора, для решения вопросов рудоносности схемы формационного расчленения гранитоидов региона мало информативны. В отношении

субшелочного гранитного магматизма молибденового пояса правильнее говорить о генетически единой формационной серии субшелочных гранитов и лейкогранитов, на разных этапах длительного развития которой в благоприятной обстановке формировались в разной степени рудоносные редкометальные интрузии, относящиеся к разным комплексам.

#### ОБЩИЕ КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТОИДОВ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Обобщение изложенных в предыдущих разделах материалов показывает, что главными петролого-геохимическими особенностями рудоносных интрузий Забайкалья являются их адамеллит-лейкогранитный состав и повышенная редкометальность. Средний состав гранитов главных в металлогеническом отношении комплекса Центрального и Восточного Забайкалья, с интрузиями которых связано основное промышленное оруденение оловянно-вольфрамового пояса, соответствует (см. табл.3) лейкократовому граниту (кукульбейский комплекс) и ультракислому лейкограниту (харалгинский и асакан-шумиловский комплексы). Формирование этих комплексов определило отчетливое усиление роли лейкогранитных образований в интрузивном гранитоидном магматизме периода мезозойской тектоно-магматической активизации региона. Как следует из табл. 3, если химический состав среднего гранита оловянно-вольфрамового пояса мало отличается от среднемирового состава гранитоидов по А.П. Виноградову [24], то в средневзвешенном составе мезозойского гранита пояса наблюдается снижение основности по всем главным параметрам. Соответственно редкоэлементный состав среднего гранита пояса также близок к кларковому (табл. 27), при некоторой обогащенности его бором и обедненности фтором, а степень редкометальности среднего мезозойского гранита заметно возрастает, коррелируясь с характером металлогении региона: концентрации олова повышаются почти до двух кларков, превышают кларковый уровень содержания Li, Be, W, Pb, заметно снижаются концентрации бария и стронция и значения K/Rb и Ba/Rb отношений.

Изложенные геохимические материалы показали заметную или значительную нестабильность редкоэлементной характеристики гранитоидов каждого отдельно взятого комплекса (в отличие от их петрохимической характеристики), и одновременно наличие в составе большинства изученных комплексов редкометальных и рудоносных в разной степени лейкогранитных образований.

Установлено, что часть лейкогранитов — дифференциатов отдельных интрузий гранодиорит-гранитной и гнейсогранитной формационных групп — характеризуется умеренным (до 2–3 кларков) концентрированием лишь части гранитофильных элементов; в соответствии с этим они названы субредкометальными. Те же субредкометальных гранитов в Забайкалье обычно лишь ограниченно рудоносны.

Главное оруденение в оловянно-вольфрамовом поясе Забайкалья связано, как показывают геохимические материалы, с интрузиями редкометальных гранитов, в которых фиксируются повышенные, обычно превышающие кларковый уровень в 2–4 раза концентрации большей части гранитофильных элементов, включая непременно редкие щелочи. Концентрации фтора

Таблица 27

Средневзвешенный редкоземельный состав гранитоидов Центрального и Восточного Забайкалья (региональные кларки оловянно-вольфрамового пояса)

| Элемент    | Гранодиорит-гранитная группа |                   |                    |      | Гнейсогранитная группа  |                      | Редкометалльная группа  |                       |
|------------|------------------------------|-------------------|--------------------|------|-------------------------|----------------------|-------------------------|-----------------------|
|            | Ундинский комплекс           | Даурский комплекс | Кыринский комплекс |      | Урулюнгуевский комплекс | Борщовочный комплекс | Кукульбейский комплекс* | Харалгинский комплекс |
|            |                              |                   | ГФ                 | ФДИ  |                         |                      |                         |                       |
| Na, %      | 2,8                          | 3,0               | 2,9                | 2,8  | 2,1                     | 2,7                  | 2,6                     | 2,8                   |
| K          | 3,3                          | 2,8               | 3,2                | 3,9  | 4,2                     | 3,8                  | 3,7                     | 4,1                   |
| F          | 0,06                         | 0,05              | 0,05               | 0,03 | 0,13                    | 0,06                 | 0,15                    | 0,28                  |
| Li, г/т    | 40                           | 30                | 56                 | 42   | 56                      | 52                   | 100                     | 72                    |
| Rb         | 135                          | 88                | 130                | 185  | 285                     | 185                  | 290                     | 360                   |
| Be         | 1,9                          | 3,1               | 2,5                | 3,3  | 3,6                     | 3,5                  | 6,5                     | 8,5                   |
| Sr         | 320                          | 320               | 220                | 50   | 80                      | 270                  | 170                     | 90                    |
| Ba         | 940                          | 720               | 700                | 310  | 590                     | 800                  | 450                     | 260                   |
| B          | 19                           | 20                | 16                 | 16   | 17                      | 15                   | 31                      | 17                    |
| Sn         | 3,9                          | 3,6               | 5,2                | 5,2  | 6,5                     | 4,4                  | 9,3                     | 9,7                   |
| W          | 0,7                          | 1,2               | 1,0                | 1,3  | 1,8                     | 1,5                  | 2,8                     | 3,7                   |
| Mo         | 1,2                          | 1,3               | 1,4                | 2,6  | 1,1                     | ~1,2                 | 1,6                     | 3,4                   |
| Zn         | 57                           | 64                | 53                 | 35   | 47                      | 52                   | 47                      | 40                    |
| Pb         | 21                           | 22                | 23                 | 28   | 40                      | 32                   | 31                      | 31                    |
| K/Rb       | 245                          | 380               | 246                | 211  | 147                     | 205                  | 128                     | 114                   |
| Ba/Rb      | 6,9                          | 8,2               | 5,4                | 1,7  | 2,1                     | 4,3                  | 1,6                     | 0,7                   |
| Число проб | 137                          | 23                | 146                | 147  | 17                      | 80                   | 200                     | 128                   |

\*С использованием данных работ М.И. Кузьмина и В.С. Антипина [104], В.С. Антипина [2].

могут быть слабо повышенными, либо высокими (более двух кларков). Соответственно можно различать интрузии редкометалльных гранитов с низким и высоким уровнем накопления фтора.

Наконец, геологически нередко обособлены тела ультраредкометалльных гранитов, характеризующихся наиболее высокими для гранитов содержаниями всей группы гранитофильных элементов; они легко диагностируются по четырехкратному (и более) превышению кларковых концентраций фтора, лития и олова при повышенных содержаниях остальных гранитофильных элементов. Ультраредкометалльные граниты представляют в Забайкалье гипабиссальные (амазонитовые, альбит-литоидитовые и др. граниты) и субвулканические (эльваны-онгониты) тела поздних дифференциатов интрузий редкометалльных гранитов. Обычно с ними связано интенсивное оруденение. Субредкометалльным, редкометалльным и ультраредкометалльным гранитам свойственны пониженные содержания бария и стронция.

Точно так же в молибденовом поясе Забайкалья большинство субщелочных лейкогранитов рудоносных массивов по уровню накопления ред-

|  | Монцонитовая группа    |                                  |                       |                             | Мезозойские гранитоиды пояса в целом | Гранитоиды пояса в целом | Кларковые концентрации, по А.П. Виноградову, К. Таркяну и К. Ведеполю |
|--|------------------------|----------------------------------|-----------------------|-----------------------------|--------------------------------------|--------------------------|---|
|  | Шахтаминский комплекс* | Амуджикано-средненский комплекс* | Сохондинский комплекс | Монцонитовая группа в целом |                                      |                          |   |
|  | 3,0                    | 3,1                              | 2,9                   | 3,0                         | 2,8                                  | 2,9                      | 2,8   |
|  | 3,0                    | 3,2                              | 3,2                   | 3,2                         | 3,6                                  | 3,3                      | 3,3   |
|  | 0,07                   | 0,07                             | 0,05                  | 0,06                        | 0,06                                 | 0,06                     | 0,08  |
|  | 34                     | 60                               | 48                    | 48                          | 55                                   | 46                       | 40  |
|  | 130                    | 130                              | 130                   | 130                         | 168                                  | 148                      | 170   |
|  | 2,7                    | 4,0                              | 1,9                   | 3                           | 3,4                                  | 2,9                      | 3   |
|  | 400                    | 470                              | 210                   | 360                         | 200                                  | 250                      | 300   |
|  | 780                    | 950                              | 750                   | 820                         | 620                                  | 730                      | 800   |
|  | 35                     |                                  | 26                    | 27                          | 19                                   | 19                       | 15  |
|  | 4,2                    | 5,0                              | 5,9                   | 5,0                         | 5,5                                  | 4,7                      | 3   |
|  | 1,5                    |                                  | 2,9                   | ~2                          | 1,7                                  | 1,2                      | 1,5   |
|  | 1,8                    | 1,6                              | ~4                    | ~2,5                        | 1,8                                  | 1,5                      | 1,0   |
|  | 57                     | 43                               | 55                    | 48                          | 47                                   | 53                       | 60  |
|  | 22                     | 27                               | 25                    | 25                          | 27                                   | 25                       | 20  |
|  | 230                    | 250                              | 250                   | 245                         | 214                                  | 223                      | 194   |
|  | 6,0                    | 7,3                              | 5,8                   | 6,3                         | 3,7                                  | 4,9                      | 4,9   |
|  | 192                    | 197                              | 59                    | 448                         | 1149                                 | 1326                     |   |

ких элементов являются субредкометалльными. Типичные редкометалльные разновидности среди субщелочных лейкогранитов редки, но наиболее продуктивны (первомайский шток).

Предлагаемая терминология (граниты субредкометалльные, редкометалльные, ультраредкометалльные), как указывалось ранее [86], не преследует специальных классификационных целей, а отражает в кратких определениях сущность геохимических различий гранитов, интрузии которых реально различаются интенсивностью сопровождающего пневматолито-гидротермального оруденения.

Исходя из вышерассмотренных главных признаков рудоносных интрузий (лейкократовый состав гранитов и повышенные концентрации гранитофильных элементов), могут быть осуществлены региональные ограничения в выборе перспективных в отношении редкометалльного оруденения гранитных массивов.

На территории оловянно-вольфрамового и полиметаллического поясов, оцениваемой приблизительно в 164 тыс.км<sup>2</sup>, гранитоидные породы составляют около 70 тыс.км<sup>2</sup> (~42%). Из них на долю лейкогранитных обра-

Таблица 28

Генетическое положение лейкогранитов оловянно-вольфрамового пояса Забайкалья

| Формационная группа   | Комплекс            | Фаза        | Порода   |
|-----------------------|---------------------|-------------|--|
| Гнейсо-гранитная      | Урулюнгуевский      | ГФ          | Катаклазированные гранито-гнейсы и граниты   |
|                       | Борщовочный         | ФДИ         | Лейкограниты мелко-среднезернистые биотитовые  |
| Гранодиорит-гранитная | Ундинский           | ГФ          | Автохтонная фация, лейкограниты крупнозернистые  |
|                       |                     | ФДИ<br>ЗФ   | Граниты мелко-среднезернистые Аллохтонные биотитовые и лейкократовые граниты средне- и крупнозернистые |
| Монзонитовая          | Даурский, кыринский | ФДИ         | Граниты и лейкограниты биотитовые, мелко-среднезернистые, реже крупнозернистые                         |
|                       | Сохондинский        | ЗФ          | Гранит-порфиры и граниты резкопорфировидные  |
| Редкометалльная       | Шахтаминский        | ЗФ          | Граниты резкопорфировидные и гранит-порфиры  |
|                       | Харалгинский        | ГФ, ФДИ, ЗФ | Лейкограниты, гранит-порфиры   |
|                       | Кукульбейский       | ГФ, ФДИ, ЗФ | Адамеллиты, лейкограниты   |
|                       | Асакан-шумиловский  | ГФ, ФДИ, ЗФ | Лейкограниты   |

зований (с содержанием  $\text{SiO}_2 \geq 72\%$ ) приходится только около 18% (~12 тыс. км<sup>2</sup>). Остальная часть гранитоидов (более 4/5) в отношении рассматриваемого типа оруденения реального интереса не представляет.

Группа лейкогранитных пород, как показано в рассмотренных материалах, гетерогенна и включает генетически различные, от безрудных до рудоносных, образования. Как видно из табл. 28, среди лейкогранитов по площади распространения резко доминируют безрудные разновидности, которые могут быть достаточно уверенно диагностированы на основе совмещения формационного и геохимического анализа. Приближенный расчет показывает, что с учетом всех ограниченно рудоносных массивов субредкометалльных гранитов, практическая рудоносность которых всегда проблематична, площадь, занимаемая массивами рудоносных гранитов в Забайкалье, составляет в свою очередь только около 25% (3 тыс. км<sup>2</sup>) от общей площади лейкогранитных образований, или всего 4,3% от площади распространения всех гранитоидов. Таково значение геохимических ограничений, вводимых для выделения реально рудоносных массивов.

Предыдущими разделами доказано, что сравнительная степень рудоносности лейкогранитных массивов, даже принадлежащих одной форма-

| Размер массивов, км <sup>2</sup> | Общая площадь, гранитоидов комплекса, км <sup>2</sup> | % лейкогранитов от общей площади комплекса | Рудоносность   |
|----------------------------------|---|--|--|
| 1000                             | 1800  | 14,9                                       | Незначительные проявления минерализации, безрудны                        |
| 50–200                           | 1000  | 8,3  | Безрудны в большей части, отдельные массивы ограниченно рудоносны        |
| 5–50                             |   | 4,1  | Безрудны   |
| 5–50 до 1000                     | 6200  | 51,2                                       | Безрудны в большей части, отдельные мелкие массивы ограниченно рудоносны |
| 1–30                             | 300   | 2,5  | Безрудны, один массив ограниченно рудоносен                              |
| 1–10                             | до 50   | 0,4  | Рудоносны в большинстве  |
| 1–60                             | 250   | 2,1  | Рудоносны  |
| 20–300                           | 1500  | 12,4                                       | Рудоносны в подавляющем большинстве                                      |
| 10–200                           | 500   | 4,1  | Рудоносны в большинстве  |

ции, совершенно различна. Главный общий вывод в отношении рудоносности сводится к простому положению: **степень рудоносности лейкогранитных образований пропорциональна кругу концентрирующихся в лейкогранитах гранитофильных элементов и степени их концентрации.** Оба этих показателя находят количественное выражение в элементной формуле гранита, а общая степень концентрации гранитофильных элементов — в значении индекса концентрации.

Наиболее полно степень рудоносности отражается в элементной формуле, хотя сравнение многих гранитных массивов на основе формул ненаглядно. Индекс концентрации удобен для обзорного сравнения, но значительная часть необходимой геохимической информации в нем утрачена.

Наглядность и обзорность при оценке степени рудоносности многих интрузий достигаются с помощью предложенной ранее [79] тройной диаграммы, в которой отражены главные особенности редкоэлементного состава гранитоидов. Диаграмма строится на концентрациях фтора, суммы редких щелочных элементов и суммы стронция с барием, приравненных к 100%. Выбор названных компонентов определяется следующими установленными закономерностями. Сумма концентрации стронция и бария

в гранитах в общем случае эквивалентна степени их дифференцированности и закономерно снижается от меланократовых разновидностей к лейкогранитам, принимая минимальные значения в аляскитах [85, 255]. Как было показано, снижение их концентраций обычно отражает понижение температурности расплавов. Выбор фтора в качестве одного из показателей диаграммы определяется общепризнанной ролью его соединений в формировании постмагматического редкометалльного оруденения. Редкие щелочи (Li + Rb) достаточно объективно характеризуют уровень концентрации в редкометалльных гранитах всей группы гранитофильных элементов, особенно олова.

Подробный анализ рудоносности гранитоидов оловянно-вольфрамового пояса с помощью геохимической диаграммы рудоносности был проведен ранее [86].

На основе положения точек гранитов ГФ безрудных и рудоносных формаций на диаграмме выделены поля безрудных (I, рис. 23) и потенциально рудоносных (III) гранитов. Точки гранитов ГФ редкометалльных интрузий, группирующиеся вблизи F — угла диаграммы, соответствуют преимущественно оловоносным интрузиям, а точки внутренней части поля III представляют в большинстве своем граниты ГФ вольфрамоносных массивов с низким уровнем накопления фтора [79, 86]. Диаграмма иллюстрирует сделанное выше заключение, что в редкометалльных интрузиях с низкими содержаниями фтора реально рудоносны обычно не граниты ГФ, а их фазово-фациальные дифференциаты. Точки последних группируются вдоль Li + Rb — F стороны диаграммы и представляют фазу мусковитовых пегматитоносных гранитов, отличающихся повышенными содержаниями редких щелочей при невысоких концентрациях фтора, купольную фацию мусковитовых гранитов с высокими концентрациями фтора и редких щелочей, ЗФ ультраредкометалльных лейкогранитов амазонитовых гранитов и онгонитов-эльванов с экстремально высокими концентрациями фтора и редких щелочей. Все эти разновидности сопровождаются развитием характерного для каждой из них типа оруденения.

В отличие от массивов с умеренно повышенными содержаниями фтора, в редкометалльных интрузиях с высокими его содержаниями рудоносными, очевидно, являются как сами граниты ГФ, так и их дифференциаты. Точки гранитов таких интрузий размещаются вблизи F — угла диаграммы.

Точки лейкогранитов ФДИ и ЗФ гранитоидов гранодиорит-гранитной, гнейсогранитной и монзонитовой формационных групп в большей своей части попадают в поле безрудных гранитов. Рудоносные массивы этой группы формируют II поле ограниченно рудоносных гранитов, а меньшая часть точек попадает во внутреннюю область поля III рудоносных гранитов диаграммы. Ограниченно рудоносные граниты характеризуются умеренным накоплением части гранитофильных редких элементов (Sn, W, Rb) при низких содержаниях фтора и сопровождаются касситерит-кварцевым (с шеелитом) оруденением, в котором отсутствуют минералы фтора и собственно редкометалльной ассоциации [85].

Попадающие в поле III рудоносных гранитов точки ФДИ и ЗФ гранодиорит-гранитных и гнейсогранитных массивов также представляют безрудные или ограниченно рудоносные лейкогранитные тела. Достигнутый в лейкогранитах этих тел уровень концентраций гранитофильных эле-

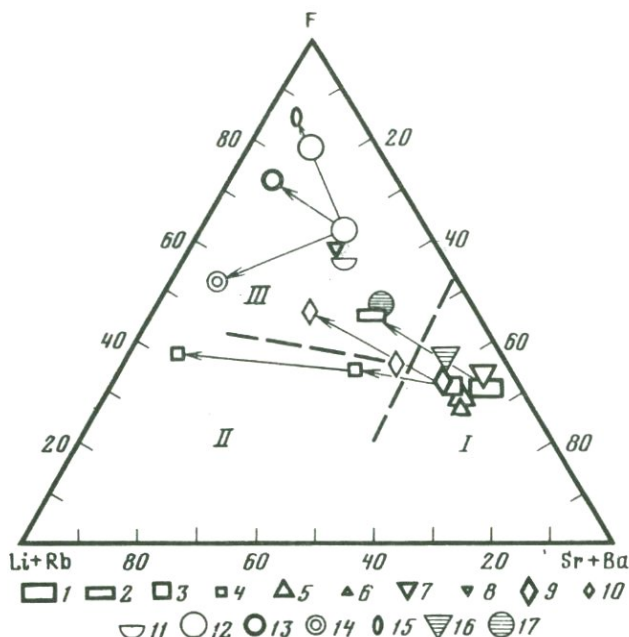


Рис. 23. Геохимическая диаграмма сравнительной рудоносности гранитоидных формаций Забайкалья

1-4 - гранодиорит-гранитная (батолитовая) формационная группа: 1, 2 - ундинский комплекс (1 - гранодиориты ГФ, 2 - граниты ЗФ), 3, 4 - кыринский комплекс (3 - гранодиориты и граниты ГФ, 4 - граниты и лейкограниты ФДИ); 5-8 - монзонитовая формационная группа: 5, 6 - сохондинский комплекс (5 - дациты ГФ, 6 - граниты и гранит-порфиры ЗФ), 7 - шахтаминский комплекс, монцодиориты, кварцевые сиениты и гранодиориты, ГФ, 8 - поздншахтаминский комплекс, граниты и гранит-порфиры; 9-11 - гнейсогранитная формационная группа: 9, 10 - боршовочный комплекс (9 - граниты ГФ, 10 - граниты и лейкограниты ЗФ), 11 - урулюнгуевский комплекс, гнейсограниты и граниты катаклазированные; 12-15 - редкометальная формационная группа: 12 - адамеллиты и лейкограниты ГФ, 13 - мусковитовые граниты купольной фации ГФ, 14 - мусковитовые пегматитоносные граниты ФДИ, 15 - гранит-порфиры и кварцевые порфиры (онгониты и эльваны) ЗФ; 16, 17 - субшелочная формационная группа Западного Забайкалья: 16 - кудунский комплекс, лейкограниты, 17 - гуджирский комплекс, лейкограниты; I-III - поля: I - безрудных гранитов, II - ограниченно рудоносных, III - рудоносных; стрелками показана дифференциация интрузивных систем

ментов является предельным для тех интрузивных систем, к которым лейкограниты ФДИ и ЗФ относятся. Концентрации гранитофильных элементов в этих лейкогранитах и адамеллитах ГФ редкометальных интрузий могут быть сопоставимы, но разница состоит в том, что лейкограниты ФДИ-ЗФ являются продуктами завершающих регрессивных [115] стадий развития интрузивных систем, тогда как граниты ГФ представляют начальные стадии развития редкометальных интрузий, потенциальная рудоносность которых реализуется в связи с поздними непосредственно рудоносными их дифференциатами ФДИ и ЗФ, степень редкометальности которых значительно превосходит редкометальность гранитов ФДИ-ЗФ гранодиорит-гранитных и гнейсогранитных интрузий (значения ИНК в первых 20-50-100 кларков против 5-10 во вторых).

Таблица 29

Средний редкоэлементный состав биотитов гранитоидов оловянно-вольфрамового пояса Забайкалья

| Элемент    | Гранодиорит-гранитная формационная группа |                   |                           |  | Гнейсогранитная группа      |                          |
|------------|---|-------------------|---------------------------|--|-----------------------------|--------------------------|
|            | Ундинский комплекс                        | Даурский комплекс | Кыринский комплекс        |  | Борщовочный                 | Урулюнгуевский           |
|            | Гранодиориты ГФ                           | Диориты ГФ        | Граниты и гранодиориты ГФ | Граниты биотитовые и лейкократовые ФДИ | Граниты биотитовые ГФ и ФДИ | Гранито-гнейсы и граниты |
| K, %       | 7,0                                       | 7,0               | 7,0                       | 6,3                                    | 6,8                         | 6,9                      |
| F          | 1,0                                       | 0,22              | 0,42                      | 0,7                                    | 0,55                        | 1,32                     |
| Li, г/т    | 410                                       | 220               | 620                       | 920                                    | 600                         | 830                      |
| Rb         | 660                                       | 480               | 740                       | 1040                                   | 850                         | 1300                     |
| Cs         | ~30                                       | 35                | 76                        | 145                                    | 58                          | 150                      |
| Be         | 0,7                                       | 1,3               | 1,3                       | 3,6                                    | 1,7                         | 3,4                      |
| Sn         | 12  | 6                 | 43                        | 130                                    | 24                          | 48                       |
| W          | 0,6                                       | ~3                | Следы                     | 4                                      | 2,0                         | 18                       |
| Zn         | 530                                       | 300               | 380                       | 560                                    | 540                         | 580                      |
| Pb         | 8   | 4                 | 15                        | 38                                     | 5                           | 30                       |
| Li/Rb      | 0,6                                       | 0,45              | 0,7                       | 0,9                                    | 0,7                         | 0,6                      |
| Число проб | 38  | 3                 | 27                        | 17                                     | 11                          | 4                        |

Таким образом, обязательным условием применения рассмотренной диаграммы является детальный анализ геологического строения гранитных интрузий и установление фазово-фациальной принадлежности разновидностей гранитов.

Диаграмма рудоносности основана на геохимических особенностях гранитоидов известково-щелочного ряда. Применение ее для оценки рудоносности субщелочных гранитов дает менее определенные результаты, хотя и в этой группе интрузий самими рудоносными оказываются те граниты ГФ которых наиболее обогащены редкими щелочами и фтором [197].

Важным показателем степени рудоносности гранитов являются уровни концентрации характерных гранитофильных элементов, и прежде всего олова, в биотитах [4, 36, 77, 87]. Данные по редкоэлементному составу биотитов главных гранитоидных формаций Центрального и Восточного Забайкалья приводятся в табл. 29. На их основе вычислены средневзвешенные по площади распространения гранитоидов концентрации элементов в биотитах оловянно-вольфрамового пояса, которые являются региональными кларками редких элементов в биотитах региона (табл. 29). Ранее рассчитан также средневзвешенный химический состав биотитов [87].

Как следует из таблицы, наиболее интенсивно гранитофильные элементы (Sn, Li, Pb, W, Be) концентрируются в биотитах рудоносных формаций редкометальной группы, что является наиболее важным свидетельством генетического характера связи оруденения рассматриваемого типа с интру-

| Элемент    | Редкометальная группа   |                 | Монцитовая группа                 |                       |            | Средневзвешенные содержания (региональные кларки биотитов) |
|------------|-------------------------|-----------------|-----------------------------------|-----------------------|------------|--|
|            | Кукульбейский           | Харалгинский    | Шахтаминский                      | Сохондинский комплекс |            |  |
|            | Адамеллиты и граниты ГФ | Лейкограниты ГФ | Монцогаббро-монциты, гранодиориты | Дацинты ГФ            | Граниты ЗФ |  |
| K, %       | 6,9                     | 4,4             | 7,2                               | 7,6                   | 6,2        | 6,9  |
| F          | 1,3                     | 1,4             | 0,5                               | 0,87                  | 0,62       | 0,7  |
| Li, г/т    | 1750                    | 1800            | 300                               | 540                   | 750        | 580  |
| Rb         | 1400                    | 1000            | 620                               | 740                   | 660        | 750  |
| Cs         | 220                     | ~150            | 32                                | 70                    | 60         | 68   |
| Be         | 4,5                     | 17              | 1,6                               | 6,5                   | 2,8        | 1,8  |
| Sn         | 82                      | 120             | 10                                | 35                    | 44         | 40   |
| W          | 6,8                     | 33              | 2,3                               | 2,5                   | 4,1        | 2,7  |
| Zn         | 750                     | 760             | 250                               | 300                   | 285        | 480  |
| Pb         | 14                      | 75              | 4                                 | 10                    | 20         | 15   |
| Li/Rb      | 1,3                     | 1,8             | 0,5                               | 0,7                   | 1,1        | 0,8  |
| Число проб | 28                      | 12              | 16                                | 4                     | 12         | 182  |

зиями редкометальных гранитов. Вместе с тем главное значение установления уровней концентраций редких элементов в биотитах заключается, по мнению автора, в возможности построения на основе этих данных графиков массовых пределов концентраций с выделением на них полей безрудных и рудоносных гранитов. Основой этих разработанных автором диаграмм являются следующие исходные положения и данные. Согласно теории сокристаллизации [150] концентрации редких элементов в минералах гранитов определяются равновесием между кристаллизующейся твердой фазой (в данном случае, биотит) и расплавом, а соотношение между средними концентрациями элементов в сосуществующих минерале и расплаве определяется комбинированным коэффициентом сокристаллизации, значение которого для гранитофильных элементов в общем случае  $< 1$ , что отражает общую тенденцию прогрессивного накопления элементов в остаточных расплавах гранитных систем по мере их раскристаллизации. Это, в частности, означает, что концентрации редких элементов в остаточных расплавах рудоносных интрузий превышают их концентрации в биотите. С другой стороны, материалами предыдущих разделов показано, что уровень концентраций редких элементов в гранитах и степень их петрохимической отдифференцированности в общем случае функционально не связаны. Исходя из принципа равновесия, результирующее общее содержание элементов в продуктах кристаллизации (гранитах) будет определяться одновременно и концентрациями элементов в расплавах и химизмом последних. В лейкогранитах зависимость от химизма должна наи-

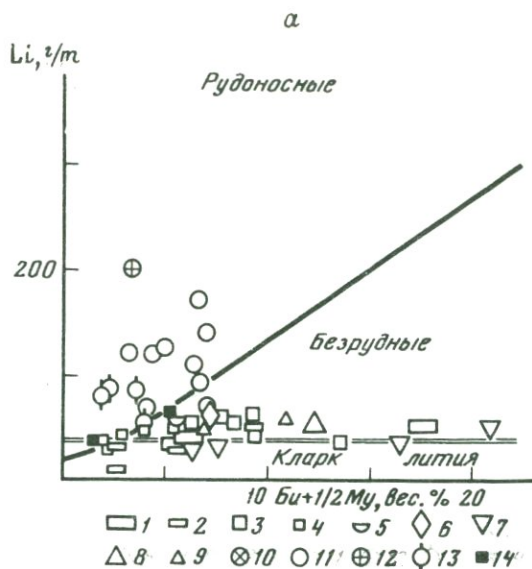


Рис. 24. Зависимость массовых пределов концентраций элементов в безрудных гранитоидах от изменения их минерального состава: а – литий, б – олово, в – фтор  
 1, 2 – ундинский комплекс: 1 – гранодиориты и граниты ГФ, 2 – граниты и лейкограниты ФДИ и ЗФ; 3, 4 – кыринский комплекс: 3 – гранодиориты и граниты ГФ, 4 – лейкограниты ФДИ; 5 – урулюнгуевский комплекс, гнейсограниты; 6 – борщовочный комплекс, биотитовые и лейкократовые граниты ГФ и ФДИ; 7 – шахтаминский комплекс, монодиориты и гранодиориты ГФ; 8, 9 – сохондинский комплекс: 8 – гранодиорит-порфиры ГФ, 9 – граниты ЗФ; 10–12 – кукульбейский комплекс: 10 – гранодиориты гибридные, 11 – адамеллиты ГФ, 12 – лейкограниты ЗФ; 13 – харалгинский комплекс, лейкограниты ГФ; 14 – точки рудоносных массивов кыринского комплекса

более резко сказываться на содержаниях элементов, концентрирующихся в биотите (Li, Sn, F), который кристаллизуется одним из последних, благодаря чему возможности для рассеяния редких элементов в решетках других минералов к моменту его кристаллизации практически исчерпываются. Исходя из сказанного, количество связываемых в акцессорной минерализации редких и рудных элементов должно прямо зависеть от степени петрохимической отдифференцированности расплавов: чем меньше фемическая составляющая расплава и содержание биотита, тем интенсивнее при заданном уровне концентрации редких элементов в расплаве акцессорная минерализация, являющаяся практически самой начальной стадией постмагматического рудоотложения. Этим, по мнению автора, и объясняется особая роль лейкогранитов, которую они играют в формировании связанного непосредственно с гранитными интрузиями пневматолито-гидротермального оруденения.

Концентрации редких элементов в остаточных расплавах, необходимые для формирования интенсивной акцессорной минерализации и постмагматического оруденения, неизвестны, но определен уровень их концентраций в биотитах, находившихся в равновесии с такими расплавами. Статистическим анализом установлено [87], что пневматолито-гидротермаль-

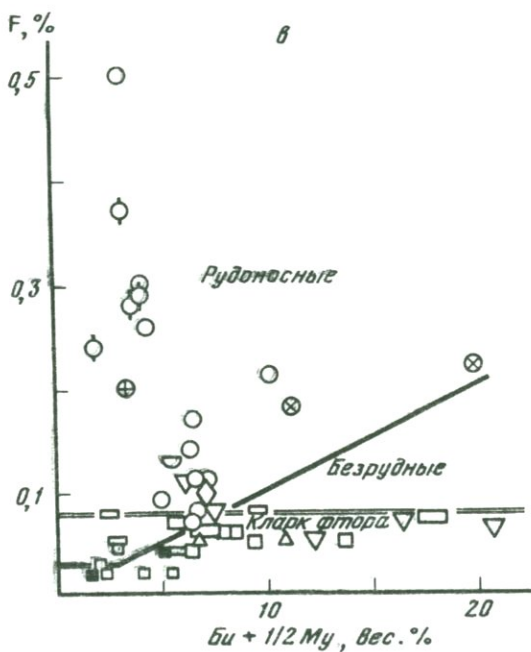
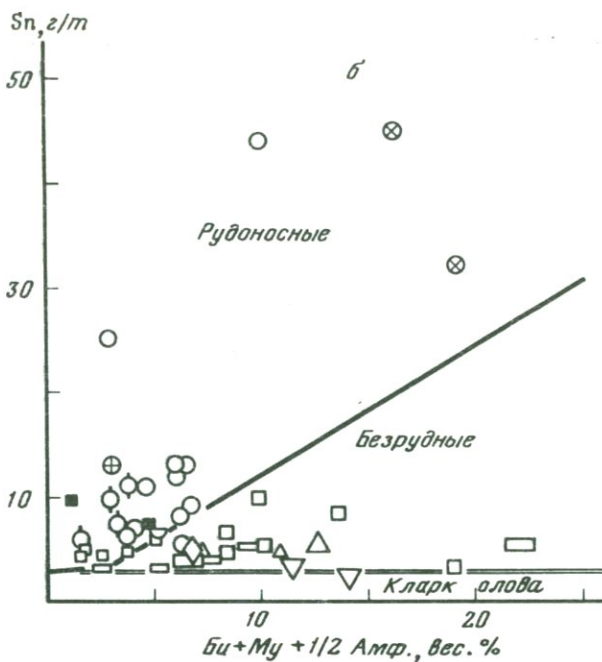


Рис. 24 (окончание)

ная минерализация разной интенсивности развивается в связи с гранитными интрузиями, в биотитах которых средние концентрации олова достигают 60 г/т и выше, лития — 1000–1500 г/т, фтора — около 1% [87]. Установленные концентрации и изложенные выше теоретические положения послужили в качестве исходных для построения графиков массовых пределов валовых концентраций в гранитах, фиксирующих переход от безрудных к потенциально-рудноносным разновидностям гранитов, в зависимости от минерального состава последних. При построении графиков использованы следующие данные.

Слюды (биотит, литиевый биотит, протолитионит, цинвальдит) концентрируют около 70–80% (75% в среднем) лития гранитоидов от гранодиоритов до лейкогранитов. В сосуществующем с биотитом мусковите содержание лития снижается примерно в два раза [87].

Олово концентрируется в слюдах и роговой обманке, содержащих в сумме обычно около 50% общего количества элемента в породе. В роговообманково-биотитовых разностях функцию концентраторов олова выполняют оба минерала [113] при средних содержаниях в роговой обманке в два раза более низких, чем в биотите. Содержания олова в биотите и сосуществующем мусковите примерно равны [87].

Главными концентраторами фтора являются биотит и мусковит. Содержания фтора в последнем примерно вдвое ниже по сравнению с биотитом [87].

В соответствии с изложенным, на оси абсцисс (рис. 24) откладываются весовые содержания темноцветных в биотитовом эквиваленте, составляющие для Li и F —  $Bu + 1/2Mu$  (вес. %), для Sn —  $Bu + Mu + 1/2Am$ , и, исходя из минимальных концентраций элементов в биотитах рудоносных гранитов (Li — 1000, Sn — 60 г/т, F — 1%), рассчитано изменение пределов валовых концентраций этих элементов в гранитах, фиксирующее переход от безрудных к рудоносным гранитам в зависимости от изменения биотитового эквивалента. В качестве начальных концентраций при биотитовом эквиваленте, близком к нулю, приняты средние содержания в эвтектической смеси силикатных минералов, составляющие для Sn — 3 г/т, Li — 20 г/т, F — 0,03% (с использованием данных В.В. Ляховича [113]).

Разграничительные линии диаграмм (рис. 24, а, б, в) можно рассматривать в качестве массовых пределов концентраций в гранитах, по достижении которых в связи с интрузиями вероятно развитие постагматической минерализации вследствие избыточного концентрирования редких и рудных элементов в остаточных расплавах и флюидах (остаточное концентрирование, по Л.В. Таусону [171]), первым признаком которого служит появление в гранитах минералов литиевых слюд и аксессуарных касситерита, топаза, флюорита. Из графиков видно, что в лейкогранитной области (1–3% биотитового эквивалента) избыточными будут практически кларковые концентрации олова, лития и фтора для бедных кальцием гранитов [262], но для гранитов с содержанием биотита в 5–8% эти же кларковые концентрации являются не только не избыточными, но значительно более низкими относительно уровня, определяющего возможность появления поздней и постагматической минерализации. Поэтому повышенные содержания олова в гранитоидах кыринского, сохондинского, а также шахтаминского комплексов являются в отношении рудоносности

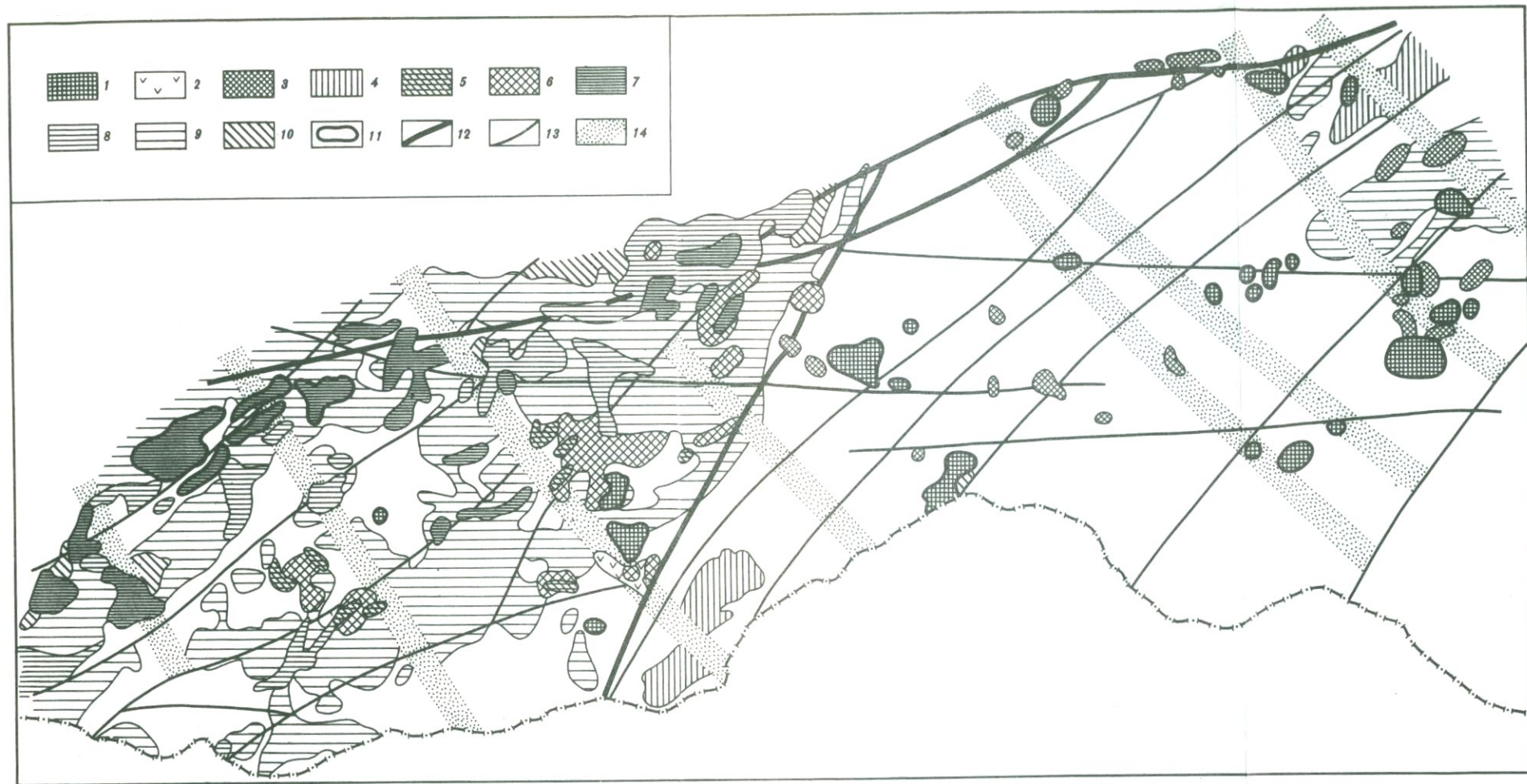


Рис. 29. Положение гранитоидных интрузий Центрального Забайкалья в системе глубинных разломов, по [20]

1 – кукульбейский и харалгинский комплексы, адамеллиты и лейкограниты; 2 – харалгинский комплекс, субвулканические кварцевые порфиры и их туфы; 3 – шахтаминский комплекс, монцогаббро, монцитоны и гранодиориты; 4 – борщовочный комплекс, граниты; 5, 6 – сохондинский комплекс: 5 – граниты ЗФ, 6 – дациты и гранодиорит-порфиры ГФ;

7–9 – кыринский и даурский комплексы (Даурская зона), ундинский комплекс (Аргунская зона): 7 – лейкограниты ФДИ, 8 – граниты ФДИ, 9 – гранодиориты и граниты ГФ; 10 – палеозойские гранитоиды Даурской зоны; 11 – контуры редкометальных интрузий (включая асакан-шумиловский комплекс Даурской зоны); 12 – система Монголо-Охотского разлома и его Онон-Туринской ветви; 13 – прочие глубинные разломы; 14 – зоны поперечных северо-западных глубинных разломов

совершенно не показательными, так как характеризуют относительно меланократовые породы, для которых уровень избыточных концентраций гораздо выше (рис. 24, б). Так, для кыринского батолитового комплекса средние концентрации олова в роговообманково-биотитовых гранитах ГФ и лейкогранитах ФДИ одинаковы и составляют 5,2 г/т (см. табл. 6). Но для гранитов ГФ, с биотитовым эквивалентом около 10% весовых, эти содержания не экстремальны, тогда как в гранитах ФДИ они являются отчетливо избыточными (рис. 24, в), что подтверждается развитием с частью массивов ФДИ небогатого касситерит-кварцевого оруденения. Поэтому попытки выделения оловоносных гранитов по уровню концентрации в них олова [215] без учета минерального состава гранитоидов методически неверны.

Рудоносные разновидности гранитов отчетливо выделяются также избыточными концентрациями лития (рис. 24, а).

Принципиальная правильность предлагаемых диаграмм подтверждается теми редкими случаями, когда в интрузиях редкометалльных гранитоидов присутствуют меланократовые гибридные разновидности пород (гранодиориты Верхнекулиндинского и Мало-Кангинского массивов). Как видно на диаграммах рис. 24, а, б, в, гранодиориты, несмотря на меланократовость, характеризуются избыточными концентрациями лития, олова, фтора, что коррелируется с рудоносностью гранитных систем, к которым гранодиориты принадлежат. Обсуждаемые диаграммы использованы в дальнейшем для оценки сравнительной степени избыточности концентраций в рудоносных гранитах других регионов (см. гл. II).

#### ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ГРАНИТОИДОВ ЗАБАЙКАЛЬЯ И ИХ РОЛЬ В МЕТАЛЛОГЕНИИ РЕГИОНА

Изложенные материалы выявили определенные генетические различия гранитоидов, принадлежащих разным формационным группам.

Оловянно-вольфрамовый пояс характеризуется развитием гранитоидов известково-щелочного ряда. Среди них доминируют по распространению гранитоиды батолитовых массивов гранодиорит-гранитной формационной группы. Два комплекса группы — ундинский и даурский — связываются с орогенной стадией герцинского геосинклинального цикла, третий, кыринский комплекс, квалифицируется как посторогенный. Формирование батолитовых автохтонных-параавтохтонных [101] массивов ундинского комплекса было связано с процессами прогрессивной гранитизации и последующего палиногенного плавления древнего субстрата, имевшего, по крайней мере частично, осадочное происхождение. Судя по величине массивов ундинского комплекса (см. рис. 2, в), очаги палиногенного плавления имели значительные размеры по латерали.

В Центральном Забайкалье, по-видимому, одновременно с ундинским комплексом формировались батолитовые интрузии даурского комплекса, в контактовых зонах которых отчетливо проявлена гранитизация вмещающих осадочно-метаморфических пород [167]. Вместе с более молодыми массивами кыринского комплекса даурские гранитоиды формируют громадный Даурский ареал гранитоидного магматизма (см. рис. 2, а). При этом интрузии кыринского комплекса в отличие от ундинских и

даурских имеют типично аллохтонный характер и формировались, очевидно, путем переплавления даурских гранитоидов при участии кремнекалиевых флюидов и последующего внедрения палингенных расплавов по зонам глубинных разломов, в чем проявляется связь кыринского комплекса с начальным периодом мезозойской тектоно-магматической активизации Забайкалья.

Гранитогнейсовая формационная группа оловянно-вольфрамового пояса объединяет гранитоиды палеозойских или более древних гранитогнейсовых купольных и валообразных структур. В период мезозойской активизации гранитогнейсовые структуры в большинстве своем подверглись кремнекалиевому метасоматозу, который завершился неполным плавлением и образованием многочисленных разновидностей калиевых гранитов и лейкогранитов борщовочного комплекса, всегда сохраняющих следы директивных текстур. Главное различие гнейсогранитных и батолитовых формаций заключается в гораздо меньшей степени гомогенизации гранитоидов гнейсогранитной группы при широком развитии в них калишпатизации, что свидетельствует о преобладании метасоматических процессов и подчиненной роли палингенного плавления при их образовании. Представляется, что формирование гранитогнейсовых комплексов осуществлялось в менее глубинных по сравнению с типичными батолитовыми интрузиями уровнях земной коры, где температура для полного плавления была недостаточна, но создавалась благоприятная обстановка для осуществления селективного выплавления преимущественно лейкогранитных образований благодаря усиленной концентрации гранитизирующих флюидов. О менее глубинном характере гранитогнейсовых массивов по сравнению с типичными батолитовыми свидетельствует обычное залегание последних в чехле гранитогнейсов. В частности, как указывалось, массивы удинского батолитового комплекса Восточного Забайкалья окружены полями гранитогнейсов цаган-олуевского комплекса. В соответствии с этими представлениями мощность гранитогнейсовых образований, и в особенности развитых в апикальных зонах гранитогнейсовых куполов гранитов лейкократового облика, относительно невелика и определенно уступает, судя по гравиметрическим данным [112, 118], мощности батолитовых массивов, достигающей в Даурской зоне 10 км и более.

В период мезозойской активизации характер гранитоидного магматизма в Центральном и Восточном Забайкалье резко меняется. Большинство интрузий этого периода (исключая кыринский комплекс начального этапа активизации) характеризуется сравнительно небольшими (до 300–400 км<sup>2</sup>) размерами, имеют гипабиссальный характер и связаны с зонами глубинных разломов, образуя отдельные, часто пространственно разобщенные, ареалы мезозойского магматизма. Типичные гранитоиды периода активизации в пределах оловянно-вольфрамового пояса представлены монзонитовой и лейкогранитной редкометальной формационными группами.

Исходные расплавы монзонитовой группы, судя по монцогаббро-монцодиоритам акатуевского комплекса, для которых доказана непосредственная связь с калиевыми щелочными базальтоидами-латитами [171, 175], формировались, очевидно, в подкоровых участках зон глубинных разломов. В большинстве своем эти расплавы были интенсивно гибри-

дизированы в результате усвоения гранитного материала в промежуточных камерах (по модели, разработанной Ю.А. Кузнецовым [101]) и дали начало нескольким комплексам граносиенит-гранодиорит-гранитного состава, ранние интрузивные фазы или субфазы которых представлены обычно монцогаббро-монцодиоритами или их субвулканическими аналогами-латитами.

В отличие от монцонитовой группы комплексы редкометальных гранитов, связанные с завершающим этапом активизации, почти не содержат в своем составе гранодиоритов и являются, очевидно, типично коровыми образованиями.

Гранитоиды молибденового металлогенического пояса Забайкалья (Западно-Забайкальский регион) объединяются в субщелочную формационную группу, являющуюся органической составной частью громадного ареала гипабиссальных интрузий субщелочных-щелочных гранитоидов [110], формирование которого связано в основном с позднегерцинской тектоно-магматической активизацией, возобновившейся в юрское время в зоне, примыкающей с севера к Монголо-Охотскому линейamentу (см. рис. 1).

Особенности химизма и условия кристаллизации гранитоидных расплавов, согласно работам А.А. Маракушева и И.А. Тарарина [116, 169], наиболее однозначно отражаются в составе биотитов, главными характеристиками которого являются глиноземистость, железистость и магнизиальность. Установлено, в частности, что степень глиноземистости биотитов в общем случае определяется давлением и щелочностью расплавов, а для интрузий сходной глубинности (т.е. формировавшихся при одинаковой величине внешнего давления) — щелочностью [169], уровень которой оценивается по диаграммам соотношений  $\frac{\text{Si}}{\text{Al}}(S)$  и  $\frac{\text{Fe} + \text{Mg}}{\text{Al}}(m)$  в составе биотитов [116]. На основе дальнейшего развития этих положений В.С. Ивановым [56] разработана диаграмма оценки одного из важнейших параметров гранитоидных расплавов — активности в них воды — по уровню глиноземистости и железистости биотитов, широко используемая в настоящей работе.

Средние химические составы биотитов рассмотренных гранитоидных комплексов Забайкалья и их главные петрохимические параметры приведены в табл. 30, основанной на данных ранее опубликованных работ [87].

На диаграмме соотношения главных миналов (флогопита, истонита, аннита и сидерофиллита) в составе биотитов гранитоидов Забайкалья (рис. 25) выделяются три главные группы биотитов. Магнезиальные биотиты, в составе которых преобладает флогопитовая составляющая, представляют, с одной стороны, монцогаббро-монцодиориты и гранитоиды сретенского комплекса монцонитовой формационной группы, с другой, — все субщелочные лейкограниты молибденового пояса Западно-Забайкальского региона и позднешахтаминского молибденоносного комплекса Восточного Забайкалья.

Наиболее многочисленны железо-магнезиальные биотиты, характерные для гранитоидов ГФ батолитовой формационной группы и гибридных граносиенит-гранодиоритовых интрузий монцонитовой группы. В био-

Таблица 30

Средний состав биотитов гранитоидов оловянно-вольфрамового пояса Забайкалья

| Компонент и числовые характеристики | Гранодиорит-гранитная формационная группа |                   |                           |                           | Гнейсогранитная формационная группа |
|-------------------------------------|---|-------------------|---------------------------|---------------------------|-------------------------------------|
|                                     | Удинский комплекс                         | Даурский комплекс | Кыринский комплекс        |                           | Цаган-олуевский комплекс            |
|                                     | Гранодиориты ГФ                           | Диориты ГФ        | Граниты и гранодиориты ГФ | Граниты и лейкограниты ГФ | Плагиогранитогайсы                  |
| SiO <sub>2</sub>                    | 36,26                                     | 37,03             | 35,41                     | 35,96                     | 37,72                               |
| TiO <sub>2</sub>                    | 3,67                                      | 3,46              | 3,92                      | 3,18                      | 2,89                                |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>      | 14,66                                     | 14,70             | 13,55                     | 14,00                     | 14,67                               |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>      | 2,37                                      | 1,90              | 3,73                      | 5,67                      | 4,06                                |
| FeO                                 | 17,13                                     | 17,78             | 19,38                     | 21,87                     | 15,37                               |
| MnO                                 | 0,43                                      | 0,31              | 0,40                      | 0,66                      | 0,61                                |
| MgO                                 | 11,66                                     | 11,12             | 8,78                      | 5,06                      | 10,86                               |
| CaO                                 | 0,92                                      | 1,07              | 1,28                      | 0,78                      | 0,82                                |
| Na <sub>2</sub> O                   | 0,37                                      | 0,27              | 0,18                      | 0,25                      | 0,36                                |
| K <sub>2</sub> O                    | 8,14                                      | 9,42              | 8,69                      | 7,84                      | 8,60                                |
| F                                   | 1,00                                      | 0,25              | 0,43                      | 0,76                      | —                                   |
| H <sub>2</sub> O                    | 3,12                                      | 2,42              | 2,75                      | 2,60                      | 3,31                                |
| S                                   | 2,10                                      | 2,14              | 2,22                      | 2,19                      | 2,19                                |
| m                                   | 1,94                                      | 1,90              | 2,02                      | 1,82                      | 1,87                                |
| M                                   | 0,52                                      | 0,50              | 0,41                      | 0,25                      | 0,50                                |
| F                                   | 48,1                                      | 49,7              | 59,2                      | 75,0                      | 49,4                                |
| I                                   | 19,8                                      | 19,8              | 19,1                      | 20,0                      | 19,7                                |
| Число проб                          | 12  | 3                 | 18                        | 13                        | 4*                                  |

\*Расчитаны по данным С.М. Синицы [156]; \*\*Расчитано по данным П.В. Ковалева и др. [75].

титах поздних лейкогранитных дифференциатов ФДИ и ЗФ этих интрузий наблюдается возрастание доли железистого, аннигового минерала при сохранении уровня глиноземистости, свойственного биотитам гранитоидов ГФ.

Третью группу на диаграмме рис. 25 формируют железисто-глиноземистые и глиноземистые биотиты, представляющие граниты, адамеллиты и лейкограниты гнейсогранитной и редкометальной формационных групп оловянно-вольфрамового пояса.

Таким образом, диаграмма рис. 25 иллюстрирует неоднократно отмечавшееся выше положение, согласно которому главным отличительным признаком рудоносных лейкогранитов оловянно-вольфрамового и молибденового металлогенических поясов Забайкалья является состав их биотитов — глиноземистых, реже глиноземисто-железистых в рудоносных лейкогранитных оловянно-вольфрамового пояса и высокомагнезиальных во

| Гнейсогранитная формационная группа |                  |                             | Редкометальная формационная группа |                    |                 |
|-------------------------------------|------------------|-----------------------------|------------------------------------|--------------------|-----------------|
| Цаган-олуевский комплекс            | Боршовочный      | Урулюнг-евский              | Кукульбейский                      | Асаган-шумиловский | Харалгинский    |
| Гранито-гнейсы порфири-бластические | Граниты ГФ и ФДИ | Гнейсограниты биотитовые ГФ | Адамеллиты ГФ                      | Лейкограниты ГФ    | Лейкограниты ГФ |
| 35,74                               | 34,90            | 35,51                       | 35,55                              | 35,04              | 33,75           |
| 2,85                                | 3,31             | 2,92                        | 3,17                               | 2,78               | 3,86            |
| 18,28                               | 18,50            | 18,87                       | 17,30                              | 17,08              | 15,42           |
| 3,31                                | 2,86             | 2,37                        | 2,50                               | 7,08               | 6,00            |
| 20,86                               | 20,85            | 22,27                       | 20,05                              | 18,74              | 23,02           |
| 0,53                                | 0,51             | 0,43                        | 0,53                               | 0,93               | 0,63            |
| 6,16                                | 5,14             | 2,92                        | 6,02                               | 4,13               | 4,40            |
| 1,06                                | 0,37             | 1,60                        | 0,76                               | 0,76               | 1,09            |
| 0,30                                | 0,45             | 0,53                        | 0,18                               | 0,16               | 0,31            |
| 7,94                                | 8,42             | 8,15                        | 8,44                               | 7,36               | 5,76            |
| —                                   | 1,06             | 1,33                        | 1,30                               | 0,98               | 1,34            |
| 2,47                                | 3,10             | 2,91                        | 2,76                               | 3,31               | 3,91            |
| 1,70                                | 1,61             | 1,59                        | 1,74                               | 1,74               | 1,86            |
| 1,37                                | 1,26             | 1,15                        | 1,36                               | 1,40               | 1,72            |
| 0,31                                | 0,28             | 0,17                        | 0,32                               | 0,22               | 0,21            |
| 68,3                                | 71,7             | 82,1                        | 67,6                               | 77,2               | 78,4            |
| 24,4                                | 25,8             | 26,6                        | 24,4                               | 24,4               | 22,1            |
| 3*                                  | 16               | 3                           | 29                                 | 15                 | 11              |

всех, включая рудоносные, субщелочных лейкогранитов молибденового пояса.

Анализ химизма и условий кристаллизации гранитоидных расплавов с помощью диаграмм рис. 26 и 27 показывает, что наиболее магнезиальные биотиты монцогаббро-монцодиоритов, гранодиоритов и субщелочных лейкогранитов монцонитовой и субщелочной (заштрихованные значки) формационных групп отражают наиболее высокие щелочность (IV–V поля, рис. 26) и температурность (рис. 27) исходных расплавов, характеризовавшихся низкой активностью воды.

Состав биотитов распространенных гранодиорит-гранитных батолитовых массивов и граносиенит-гранодиоритовых интрузий монцонитовой формационной группы фиксирует повышенную щелочность (III–IV поля) расплавов, которая в лейкогранитных расплавах поздних дифференциатов

Таблица 30 (окончание)

| Компонент и числовые характеристики | Монцонитовая формационная группа         |                                |                                      |
|-------------------------------------|--|--------------------------------|--------------------------------------|
|                                     | Акатуевский комплекс                     | Амуджикано-сретенский комплекс |                                      |
|                                     | Монцогоаббро, монцодиориты, монцониты ГФ | Граниты и гранодиориты ГФ      | Гранит-порфиры ЗФ (Жирекенский штук) |
| SiO <sub>2</sub>                    | 37,00                                    | 36,80                          | 37,38                                |
| TiO <sub>2</sub>                    | 4,82                                     | 3,20                           | 3,68                                 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>      | 12,32                                    | 12,75                          | 14,95                                |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>      | 3,97                                     | 4,96                           | 2,65                                 |
| FeO                                 | 13,00                                    | 12,45                          | 13,61                                |
| MnO                                 | 0,16                                     | 0,43                           | 0,21                                 |
| MgO                                 | 14,50                                    | 12,96                          | 14,99                                |
| CaO                                 | 0,88                                     | 1,17                           | 0,65                                 |
| Na <sub>2</sub> O                   | 0,37                                     | 0,26                           | 0,26                                 |
| K <sub>2</sub> O                    | 8,87                                     | 8,84                           | 7,55                                 |
| F                                   | 0,87                                     | 1,02                           | 0,81                                 |
| H <sub>2</sub> O                    | 3,56                                     | 4,52                           | 3,50                                 |
| S                                   | 2,55                                     | 2,45                           | 2,16                                 |
| m                                   | 2,44                                     | 2,24                           | 2,03                                 |
| M                                   | 0,62                                     | 0,57                           | 0,62                                 |
| f                                   | 39,0                                     | 42,2                           | 37,7                                 |
| l                                   | 16,8                                     | 17,6                           | 18,1                                 |
| Число проб                          | 37**                                     | 24**                           | 4***                                 |

\*\*\*Рассчитано по данным В.А. Скуридина, В.И. Сотникова [157].

ФДИ и ЗФ этих интрузий практически не менялась (рис. 26), хотя активность воды в лейкогранитных расплавах несколько возрастала, а температура их соответственно снижалась (рис. 27).

Биотиты гнейсогранитных и редкометалльных формаций фиксируют резко пониженную щелочность расплавов (I-II поля, рис. 26), характеризовавшихся наибольшей активностью воды и соответственно пониженными температурами кристаллизации (рис. 27). Пути возникновения подобных гранитов пониженной щелочности и температуры кристаллизации иллюстрируются на примере гранитоидов Цаган-Олуевского гнейсогранитного массива. Если биотиты гранитогнейсов его главной фации фиксируют те же условия повышенной щелочности, которые свойственны батолитовым интрузиям гранодиорит-гранитной группы, то в биотитах из претерпевших интенсивный калиевый метасоматоз сухетуйских гранитов глиноземистость скачкообразно возрастает, отражая резкое снижение щелочности до уровня, характерного для редкометалльных адамеллитов и лейкогранитов (см. рис. 26, показано стрелкой). Таким образом, завершившийся частичным

| Монцонитовая формационная группа         |                    |                       |            |   |
|--|--------------------|-----------------------|------------|---|
| Шахтаминский                             | Позднешахтаминский | Сохондинский комплекс |            | Средний состав биотитов гранитоидов монцонитовой группы |
| Монцогоаббро, монцониты, гранодиориты ГФ | Гранит-порфиры     | Дациты ГФ             | Граниты ЗФ |   |
| 36,77                                    | 38,28              | 35,75                 | 33,25      | 36,58   |
| 4,15                                     | 2,91               | 4,58                  | 4,09       | 4,19  |
| 14,34                                    | 13,44              | 13,41                 | 13,09      | 13,20   |
| 2,25                                     | 2,14               | 3,62                  | 5,62       | 3,70  |
| 16,90                                    | 13,53              | 18,81                 | 20,11      | 15,29   |
| 0,31                                     | 0,52               | 0,32                  | 0,62       | 0,31  |
| 11,13                                    | 14,63              | 9,28                  | 6,68       | 11,98   |
| 1,48                                     | 0,69               | 0,80                  | 1,04       | 1,08  |
| 0,31                                     | 0,62               | 0,22                  | 0,22       | 0,29  |
| 8,25                                     | 9,23               | 9,14                  | 7,18       | 8,77  |
| 0,48                                     | 2,12               | 0,80                  | 0,59       | 0,79  |
| 2,38                                     | 2,08               | 2,74                  | 5,38       | 3,30  |
| 2,17                                     | 2,42               | 2,27                  | 2,16       | 2,36  |
| 1,91                                     | 2,20               | 2,06                  | 2,02       | 2,16  |
| 0,51                                     | 0,62               | 0,44                  | 0,32       | 0,53  |
| 48,7                                     | 37,2               | 55,5                  | 67,8       | 46,6  |
| 19,6                                     | 17,8               | 19,6                  | 19,3       | 18,1  |
| 16                                       | 8                  | 4                     | 8          | 80  |

плавлением кремнекалиевый метасоматоз в пределах гнейсогранитных купольных структур приводил к возникновению низкотемпературных, характеризовавшихся пониженной щелочностью и высокой активностью воды лейкогранитных расплавов (см. рис. 27), что, очевидно, является прямым следствием существенно водного характера вызывавших метасоматические преобразования флюидов. Основываясь на данных по биотитам гнейсогранитных массивов, можно предполагать непосредственное участие водных кремнещелочных флюидов и при формировании лейкогранитных и существенно калиевых расплавов редкометалльных интрузий, в части которых изменение состава биотитов, представляющих гранодиоритовые или меланократовые разновидности адамеллитов, происходит по схеме, аналогичной рассмотренному примеру Цаган-Олуевского массива (см. рис. 26 и 27, показано стрелками). По-видимому, биотиты повышенной магниальности в части редкометалльных интрузий имеют ксеногенную природу и представляют слюды гранодиоритогнейсового субстрата, из которого осуществлялось выплавление исходных расплавов редкометаль-

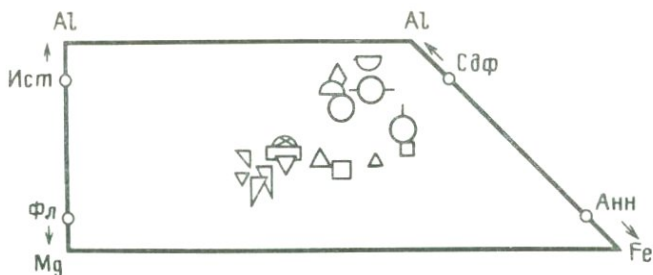


Рис. 25. Минеральный состав биотитов гранитоидных формаций оловянно-вольфрамового пояса Забайкалья (фрагмент треугольной диаграммы Al-Mg-Fe по данным табл. 31)

Условные обозначения те же, что и на рис. 26

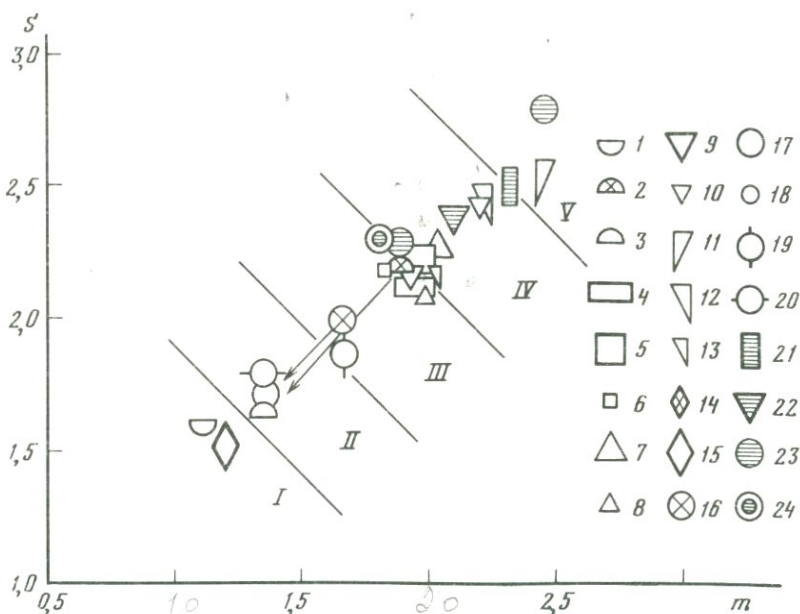


Рис. 26. Диаграмма режима кислотности-щелочности гранитоидов Забайкалья по составу биотитов в параметрах  $S = Si/Al$  и  $m = Fe + Mg/Al$

1 - урулонгуевский комплекс, гнейсограниты; 2, 3 - цаган-олуевский комплекс: 2 - гранитоиды, 3 - граниты порфиروبластические (сухетуйские); 4 - ундинский комплекс, гранодиориты ГФ; 5, 6 - кыринский комплекс: 5 - гранодиориты и граниты ГФ, 6 - граниты ФДИ; 7, 8 - сохондинский комплекс: 7 - дациты ГФ, 8 - граниты ЗФ; 9 - шахтаминский комплекс, монцитониты и гранодиориты ГФ; 10 - позднесахтаминский комплекс, гранит-порфиры и лейкограниты; 11 - акатуевский комплекс, монцогаббро и монцитониты ГФ; 12 - амуджикано-сретенский комплекс, граниты ГФ; 13 - жирекенский комплекс, гранит-порфиры; 14, 15 - борщовочный комплекс: 14 - гранодиориты ГФ, 15 - граниты ГФ; 16-18 - кукульбейский комплекс: 16 - гранодиориты гибридные, 17 - адамеллиты ГФ, 18 - аляскииты и амазонитовые граниты ЗФ; 19 - харалгинский комплекс, лейкограниты ГФ; 20 - асакан-шумиловский комплекс, лейкограниты ГФ; 21 - бичурский комплекс, граниты ГФ; 22 - кудунский комплекс, лейкограниты ГФ; 23, 24 - гуджирский комплекс: 23 - лейкограниты биотитовые ГФ, 24 - лейкограниты двуслюдяные

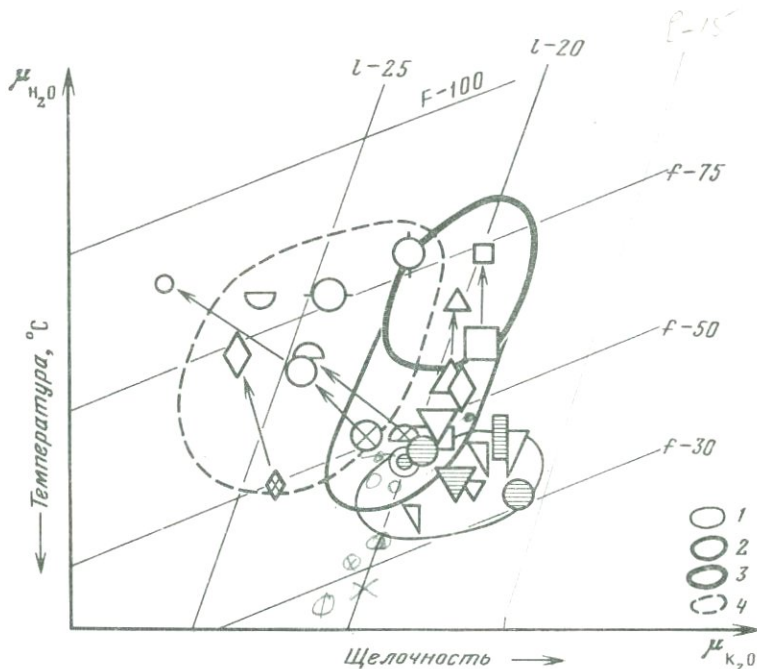


Рис. 27. Соотношение активности воды (температуры кристаллизации) и активности калия в кристаллизующихся гранитах Забайкалья по составу биотитов в параметрах глиноземистость ( $l = \frac{Al \cdot 100}{Si + Al + Fe + Mg}$ ) – общая железистость ( $f = \frac{Fe \cdot 100}{Fe + Mg}$ ), по [56] 1–4 – ареалы точек биотитов: 1 – гранитоидов мондонитовой и субшелочной формационных групп, 2 – гранитоидов ГФ гранодиорит-гранитной и гранодиоритовых интрузий мондонитовой формационных групп, 3 – гранитов и лейкогранитов тех же формационных групп, 4 – гранитов и адамеллитов гнейсогранитной и редкометальной формационных групп; остальные условные обозначения те же, что и на рис. 26

ных интрузий. Это доказывается тем обстоятельством, что при их камерной дифференциации происходит обязательная замена магниальных биотитов на характерные глиноземистые, очевидно, равновесные с расплавами редкометальных интрузий [87].

Таким образом, с помощью обсуждаемых диаграмм вскрываются некоторые важные генетические особенности рудоносных гранитов. Выше было показано, что редкометальное оруденение ассоциирует только с адамеллит-лейкогранитными образованиями. На диаграмме рис. 27 лейкограниты оловянно-вольфрамового пояса по составу биотитов отчетливо подразделяются на две генетические группы. Первая из них представляет поздние лейкодифференциаты ФДИ и ЗФ гранодиоритовых интрузий, характеризующиеся высокожелезистыми биотитами (усл. обозн. № 3, см. рис. 25, 27). Среди этих лейкогранитных дифференциатов встречаются отдельные тела, сложенные субредкометальными разновидностями лейкогранитов, сопровождающиеся в этом случае небогатым касситерит (шеелит)-кварцевым оруденением и характеризующиеся ограниченной рудоносностью. Большинство же лейкогранитных тел этой группы безрудно.

Вторая группа лейкогранитов (усл. обозн. № 4, рис. 27) объединяет

интрузии гнейсогранитной и редкометальной формационных групп, характеризующиеся высокоглиноземистыми биотитами, отражающими их кристаллизацию из наиболее низкотемпературных и обогащенных водой расплавов. Среди этих интрузий главное металлогеническое значение для всего оловянно-вольфрамового пояса имеют адамеллиты-лейкограниты редкометальной формационной группы, а гнейсогранитные массивы практически безрудны, и лишь в отдельных случаях содержат тела субредкометальных лейкогранитов ФДИ, сопровождающиеся пегматитами с бедной редкометальной минерализацией.

На диаграмме рис. 27 выявляются главные генетические различия гранитоидов металлогенических поясов Забайкалья. Все разновидности рудоносных гранитов оловянно-вольфрамового пояса характеризовались повышенной или высокой активностью воды и кристаллизовались из относительно низкотемпературных расплавов. Рудоносные интрузии молибденового пояса, относящиеся к субщелочной формационной группе, характеризовались высокой активностью калия, низкой активностью воды и наиболее высокими температурами кристаллизации (усл. обозн. № 1).

Таким образом, из общего анализа диаграммы рис. 27 следует, что субщелочные граниты являются, по представлениям Д.С. Штейнберга и Г.Б. Ферштаттера [188, 199], продуктами кристаллизации маловодных гранитоидных магм, тогда как лейкограниты оловянно-вольфрамового пояса кристаллизовались из достаточно водонасыщенных расплавов. В этом состоит главное генетическое различие гранитоидов двух поясов, определившее особенности их металлогении и находящее отражение в ряде других петрологических параметров. В частности, гранитоидам молибденового пояса по сравнению с гранитоидами оловянно-вольфрамового свойственны повышенные значения параметра "а" А.Н. Заварицкого и пониженные значения общей железистости при повышенной роли окисного железа [197]. Особенностью субщелочных гранитоидов является также обогащенность их аксессуарным магнетитом, что отражается в повышенной магнитной восприимчивости гранитоидов.

Наконец, различия в химическом составе гранитоидных формаций двух поясов находят отражение в принципиально различных соотношениях общей железистости ( $f$ ) биотитов и гранитов. Из диаграммы рис. 28 следует, что всем интрузиям оловянно-вольфрамового пояса свойственна устойчивая прямолинейная зависимость между уровнем общей железистости биотитов и гранитов, которые биотиты представляют. В гранитах молибденового пояса зависимость между железистостью биотитов и гранитов, напротив, отсутствует: по существу, все биотиты характеризуются сходным уровнем железистости независимо от уровня железистости гранитов. Очевидно, главной причиной отсутствия связи между общей железистостью субщелочных гранитов и их биотитов являлось низкое содержание водной фазы в расплаве, определявшее относительно раннюю кристаллизацию высокотемпературного магнезиального биотита. В свою очередь, это препятствовало связыванию в биотите железа, избытки которого в условиях маловодных расплавов и отсутствия реакций с магнезиальным биотитом связывались к концу кристаллизации преимущественно в магнетите. В этом состоит одно из характерных отличий субщелочных лейкогранитов от плюмезитовых лейкогранитов оловянно-вольфрамового пояса, высокие

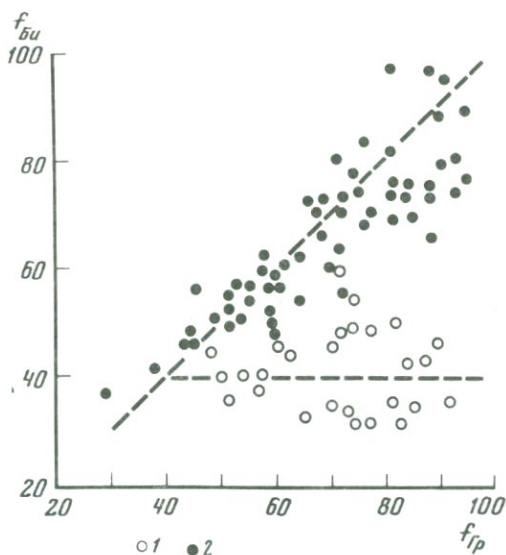


Рис. 28. Соотношение общей железистости гранитов и их биотитов гранитоидных комплексов двух металлогенических поясов Забайкалья  
1 — молибденовый пояс; 2 — оловянно-вольфрамовый пояс

активность и концентрация воды в расплавах которых обеспечивали практически неограниченные возможности для связывания в биотите избытков железа и глинозема. Иными словами, установленная степень соответствия общей железистости гранитов и представляющих их биотитов (см. рис. 28) является типичной чертой известково-щелочных гранитов, кристаллизовавшихся из достаточно обогащенных водной фазой расплавов.

Узловым вопросом является выяснение общих причин, обусловивших рассмотренные генетические различия палеозойского и мезозойского магматизма металлогенических поясов Забайкалья. Согласно гипотезе Л.В. Таусона [171], маловодный и субщелочной характер мезозойских гранитоидов Западного Забайкалья является следствием их палингенного выплавления по древнему гнейсогранитному субстрату, обедненному в результате интенсивного длительного метаморфизма водной фазой.

Позднее автором совместно с его коллегами [88] на основании идентичности состава биотитов субщелочных гранитов и монцититов акатуевского комплекса было высказано предположение о связи субщелочных лейкогранитов с глубинными щелочно-базальтоидными расплавами. В настоящее время эта связь представляется как формирование нижнекоровых очагов палингенных расплавов по обедненному водной фазой гнейсовому субстрату под воздействием подкоровых щелочно-базальтоидных магм, интродуцировавших по зонам глубинных разломов. Глубинный и высокотемпературный характер расплавов интрузий субщелочных гранитоидов подтвержден, в частности, термобарогеохимическими исследованиями [195].

Изложенные выводы позволяют прийти к заключению, что оловянно-вольфрамовый и молибденовый пояса Забайкалья представляют металлогению гранитного магматизма двух разных уровней глубинности: типично

корового палингенно-анатектического в оловянно-вольфрамовом поясе и глубинного субщелочного, связанного с выплавлением палингенных расплавов под воздействием и при участии щелочно-базальтоидных магм, в молибденовом поясе.

В обоих металлогенических поясах рудность гранитных расплавов реализовывались, как правило, в гипабиссальных условиях, при внедрении их в самый верхний структурный этаж. В обоих поясах главными геохимическими признаками рудоносности интрузий выступают повышенные концентрации в гранитах фтора, бора и характерных рудогенных элементов: Sn, W, Be, редкие щелочи в рудоносных гранитах оловянно-вольфрамового пояса, Mo (W, Be) в гранитах молибденового. Изложенные материалы, свидетельствующие о глубоких различиях в химизме рудоносных лейкогранитных расплавов двух поясов, объясняют причину обычной пространственной разобщенности провинций Sn–W и Mo–W-оруденения [141] и почти антагонистических соотношений в Забайкалье оловянной и молибденовой минерализации.

Таким образом, результаты петролого-геохимического изучения гранитоидов рудоносных интрузий полностью подтвердили предположения С.С. Смирнова, высказанные им еще в 1944 г.: "Условия развития интрузий оловянно-вольфрамового пояса и их изначальный характер обусловили такой специфический состав рудоносных растворов, что последние могли создать лишь определенную... серию рудных проявлений"... [159].

#### ЗНАЧЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ В ОБЩЕЙ СИСТЕМЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ГРАНИТОИДАХ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Геохимические исследования подтвердили основные положения формационного расчленения гранитоидов Забайкалья. Вместе с тем на основе геохимических данных в формационную схему внесен ряд важных изменений. Доказана генетическая гетерогенность обширной группы лейкогранитных образований Даурской зоны, объединявшихся в единый рудоносный харалгинский комплекс, и установлено, что металлогеническая перспективность Даурской зоны существовавшими схемами магматизма значительно завышалась.

По мнению автора [86], геохимический анализ, в особенности данные о редкоэлементном составе, должны являться необходимой составной частью современного формационного анализа магматитов, в особенности если он преследует металлогенические цели.

Вместе с тем главное значение геохимических данных в формационном анализе состоит не в уточнении формационных схем, а в сравнительном анализе гранитоидов, принадлежащих одной формации. Иными словами, геохимический анализ является главным инструментом следующей за формационным анализом ступени геологической детализации магматических образований. Изложенные материалы показали значительную геохимическую неоднородность интрузий, объединяемых в один комплекс. Поэтому наблюдающееся очевидное несоответствие между количеством массивов, объединяемых в рудоносный комплекс и практически единичными примерами, когда они сопровождаются промышленными месторож-

дениями, не является следствием каких-либо упущений в геологической изученности территории, а отражает те редкие случаи, когда полициклическое развитие магматизма завершалось формированием дифференцированных и высоко рудоносных интрузивных систем. В связи с этим уместно привести высказывание Э. Рагена [143] о том, что "каждый гранитный массив представляет собой частный случай, который должен изучаться самостоятельно, поскольку каждый гранитный массив имеет свою собственную историю".

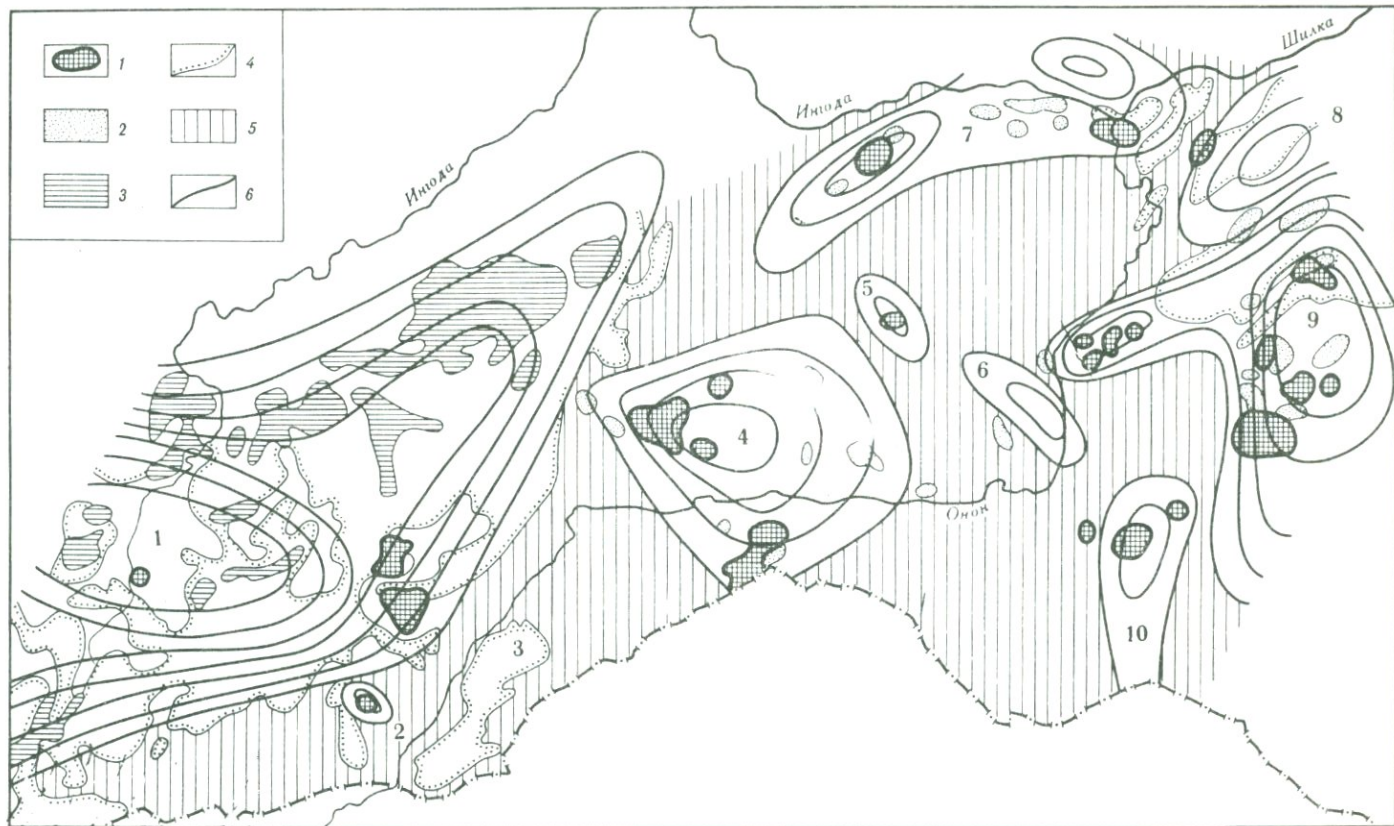
Поэтому одно из главных значений геохимического анализа состоит в возможности сравнительной оценки степени потенциальной рудоносности конкретных гранитных массивов.

Значительный интерес представляют вопросы размещения редкометалльных интрузий в главных геологических структурах, в частности, в системе глубинных разломов, которые обычно рассматриваются как наиболее важный региональный фактор локализации оруденения. Система глубинных разломов Центрального Забайкалья [20] в целом удовлетворительно контролирует размещение гранитных интрузий периода тектоно-магматической активизации (рис. 29, см. вкл.). Вместе с тем, несмотря на мелкомасштабность схемы, для ряда массивов отчетливой связи с глубинными разломами не устанавливается, и часть массивов монзонитовой и редкометалльной формационных групп, как отчетливо видно из схемы, оказывается вне глубинных тектонических структур.

Опубликованный в 1979 г. А.С. Виноградовым и А.Д. Канищевым [25] вариант схемы глубинных разломов, повторяя в главных чертах схему 1970 г., отличается от нее рядом деталей. Благодаря принятой авторами значительной ширине влияния зон разломов (12–20 км), их площадь составляет 42% общей площади региона и включает практически все гранитоидные массивы, хотя прогнозное значение схемы в этом случае снижается.

Как следует из анализа рис. 29, зоны глубинных разломов с совершенно одинаковой степенью достоверности фиксируют местоположение как безрудных в отношении рассматриваемого оруденения массивов монзонитовой группы, так и массивов рудоносных редкометалльных гранитов. Поэтому можно утверждать, что какие либо специфические признаки контроля со стороны глубинных разломов, свойственные исключительно рудоносным интрузиям и сопровождающему их оруденению, в Забайкалье не выявляются [79, 86].

В настоящее время хорошо известно, что размещение гранитных интрузий фиксируется гравитационными аномалиями Буге [135], которые могут быть использованы для выявления скрытых гранитных тел и морфологии кровли интрузий [186]. Общие схемы гравитационного поля Забайкалья подробно рассмотрены в работах Г.И. Менакера [118], а в последнее время в работе В.Д. Любалина [112]. Совмещение гравитационных схем Г.И. Менакера со схемой гранитоидного магматизма (рис. 30) фиксирует совпадение положения известных редкометалльных рудоносных интрузий с областями гравитационных минимумов, особенно часто проявленное для Агинской зоны, характеризующейся сокращенной мощностью самого верхнего гранитно-осадочного слоя. Вместе с тем из схемы видно, что приуроченность к гравитационным минимумам является хотя и обязательным, но не



определяющим признаком локализации редкометальных интрузий. Действительно, в пределах громадного гравитационного минимума (рис. 30, № 1), соответствующего Даурской зоне немногочисленные массивы редкометальных гранитов размещаются преимущественно в его краевых частях, где мощность верхнего гранитно-осадочного слоя как раз относительно невелика. Во внутренней области свода известна только одна, очень локальная редкометальная рудоносная интрузия — Ингодинская. Совершенно очевидно, что Даурский минимум обусловлен главным образом массивами безрудных гранитов ГФ кыринского и даурского комплексов.

К гравитационному минимуму (рис. 30, № 4) приурочены как Дурулгуевская и Саханайская редкометальные рудоносные лейкогранитные системы, так и ряд массивов монцитонитовых шахтаминского комплекса. Часть массивов последнего размещается вне гравитационных минимумов. Из этого примера видно, что жесткая корреляция между отрицательными гравитационными аномалиями и составом интрузий в их пределах отсутствует. То же самое иллюстрируется гравитационным минимумом Кукульбейского района (№ 9), в котором тесно сочетаются массивы редкометальных лейкогранитов и диоритов-гранодиоритов монцитонитовой группы. Особенно неожиданным, если не парадоксальным, является то обстоятельство, что в Центральном Забайкалье наиболее рудоносным системам соответствуют как раз неинтенсивные и локальные минимумы: (№ 2 — Хапчегангинская интрузия, № 5 — Хангилайская, № 10 — Адунчелонско-Шерловогорская система).

Таким образом, в Центральном и Восточном Забайкалье гравитационные минимумы по своей природе гетерогенны. Поскольку связь с ними редкометальных интрузий постоянна, этот признак для диагностики последних является необходимым, хотя и далеко недостаточным.

Таким образом, объективный анализ изложенных материалов показывает, что главнейшим условием формирования олово-вольфрам-молибден-редкометального оруденения является наличие редкометальных рудоносных гранитных интрузий, без которых рассматриваемый тип оруденения не развивается. Вместе с тем выявляемые факторы геологического контроля рудоносных интрузий, заключающиеся в обычной их приуроченности к зонам глубинных разломов и одновременно областям гравитационных минимумов, хотя и являются обязательными, но далеко недостаточны для диагностики рудоносных интрузий, т.к. этими же признаками в равной мере могут обладать и безрудные гранитные интрузии. Важнейшим независимым геохимическим признаком, объективно свидетельствующим о потенциальной рудоносности гранитных интрузий, является редкометальность слагающих их гранитов.

Рис. 30. Положение гранитоидных интрузий в системе гравитационных аномалий Центрального Забайкалья, по [118]

1 — рудоносные интрузии редкометальных адамеллитов-лейкогранитов; 2 — интрузии монцитонитов-гранодиоритов; 3 — лейкограниты ФДИ кыринского и даурского комплексов; 4 — контуры интрузий ундинского, даурского, кыринского и боршовочного комплексов (гранодиориты, граниты); 5 — области с мощностью верхнего гранитно-осадочного слоя менее 1 км; 6 — изолинии мощностей гранито-осадочного слоя с сечением через 1 км

## ГЕОХИМИЧЕСКОЕ СОПОСТАВЛЕНИЕ РУДОНОСНЫХ ГРАНИТОИДОВ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПРОВИНЦИЙ

### ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ ПРОВИНЦИИ

За последние три-четыре десятилетия представления об основных регионах развития редкометального оруденения на земном шаре практически не изменились, и главные редкометальные провинции, без сомнения, выявлены. Согласно схеме Д.В. Рундквиста [244], большинство из них приурочено к трансконтинентальным подвижным зонам и по своему геологическому прошлому являются внутриконтинентальными. Этим названием подчеркивается их положение в регионах с длительной историей геологического развития, характеризующихся значительной мощностью гранитно-осадочного слоя земной коры и режимом преобладанием в составе магматических пород палингенных гранитоидов. В соответствии с этим определением к внутриконтинентальным автор не относит большинство рудных районов Тихоокеанского кольца с повышенной или ведущей ролью магматизма среднего (андезитового) или основного состава, формирование которого связывается с глубинными процессами в зонах сочленения материковой и океанической коры. Вслед за Э. Рагеном [143] автор считает, что эти рудные районы не могут параллелизоваться с типичными внутриконтинентальными и представляют собой самостоятельный тип рудных провинций.

На территории СССР, помимо Забайкалья, к внутриконтинентальным провинциям относятся Центральный Казахстан, Рудный и Горный Алтай, Среднеазиатская провинция горных систем Тянь-Шаня и Памира, крупнейшие Верхояно-Колымская и Чукотская провинции. На Северо-Западе известна Карельская оловорудная провинция.

Из внутриконтинентальных провинций мира наиболее известны Центрально-Европейская и Западно-Европейская, крупнейшая Южно-Азиатская оловорудная провинция, включающая Северо-Вьетнамо-Лаосский и Бирмано-Малайско-Индонезийский оловоносные пояса мезозойской Азии [137], Тасманийская провинция Австралии-Тасмании и ряд других. Среди перечисленных не упомянуты провинции древних щитов с редкометальными пегматитами, которые ввиду их генетической и металлогенической специфики не рассматриваются.

При выборе охарактеризованных в настоящей главе объектов автор руководствовался наличием сопоставимых геохимических материалов по рудоносным гранитоидам. Поэтому практически рассмотрена сравнительно небольшая группа редкометальных интрузий, представляю-

щих в соответствующих провинциях типичные рудоносные гранитные системы.

Провинции рассматриваются в возрастной последовательности от древних к молодым. Сопоставление гранитоидов проводится на основе применения выработанного в процессе изучения гранитоидов Забайкалья методического подхода, включающего анализ геологического строения и дифференцированности гранитных интрузий, характера сопровождающего их оруденения, особенностей химического и редкоэлементного состава гранитоидов и их слюд и оценку на основе этих данных вероятной степени рудоносности гранитов.

#### РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ ПРОВИНЦИИ ДРЕВНИХ ЩИТОВ

Карельская оловорудная докембрийская провинция является одной из наиболее древних на земном шаре. Размещается на юге Балтийского кристаллического щита и связана с крупнейшими посторогенными интрузиями гранитов рапакиви, залегающими среди протерозойских осадочно-метаморфических образований. На территории СССР расположены Салминский (Питкяранско-Туллозерский, 3000 км<sup>2</sup>) и Улялегский массивы [129, 145], в Южной Финляндии известны Выборгский (около 7000 км<sup>2</sup>) и более мелкие (1000–1500 км<sup>2</sup>) массивы Лаитила, Вегмаа, Алаид [220, 221].

Интрузии окружены маломощными (сотни метров) зонами экзоконтактового ороговикования и скарнирования вмещающих пород, свидетельствующими о гипабиссальных условиях их формирования. Таким образом, площадные размеры интрузий рапакиви, соответствующие батолитам, совершенно не коррелируются с вероятными гипабиссальными условиями их становления (батолитоподобные массивы). Возраст интрузий оценивается как средне- и позднепротерозойский (от 1630–1570 до 1570–1555 млн. лет [129, 145]).

Гранитоиды комплекса рапакиви подразделяются на три основных интрузивных фазы при многочисленности субфазовых и фациальных разновидностей [128].

ГФ комплекса представлена в основном роговообманково-биотитовыми крупнозернистыми и порфиоровидными (овоидными) гранодиоритами и гранитами, слагающими Выборгский массив [11] и большую юго-восточную часть Салминского (рис. 31, [128, 129]). Ко второй фазе относятся биотитовые граниты северо-западной части (~ 1000 км<sup>2</sup>) Салминского массива и наибольшие интрузии биотитовых мелкозернистых и порфиоровидных трахитоидных (до 20 км<sup>2</sup>) гранитов в Выборгском массиве.

ЗФ (III фаза) представлена в Салминском массиве двумя крупными (80 и 150 км<sup>2</sup>) штоками мелкозернистых гранитов в его западной части и мелкими телами таких же гранитов в экзоконтактовой зоне массива, а в Выборгском массиве – штоком *Кюми* (Финляндия), сложенном двуслюдяными лейкогранитами – экзоконтактовыми равномернозернистыми топазсодержащими и порфиоровидными в центральной части. Очевидно, к ЗФ в пределах Финляндии относится также шток *Зурайоки* (90 км<sup>2</sup>, 1570 млн. лет, U–Pb метод), являющийся сателлитом массива рапакиви

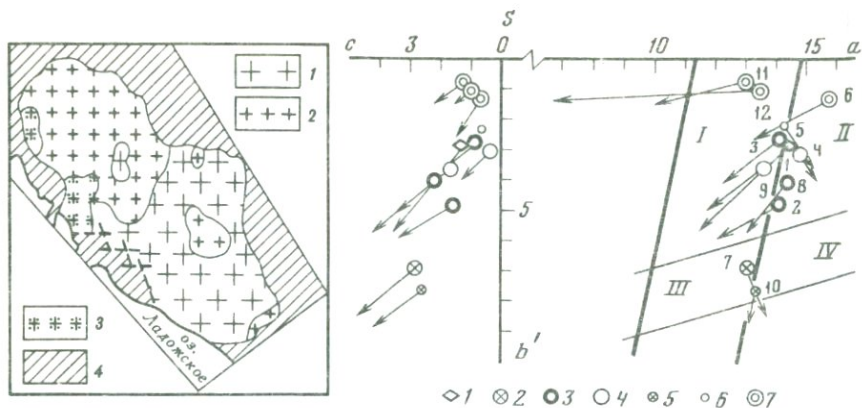


Рис. 31. Геологическая схема Салминского массива, по [128]

1-3 - комплекс гранитов рапакиви: 1 - граниты крупнозернистые порфиroidные ГФ, 2 - граниты биотитовые крупно- и среднезернистые II фазы, 3 - лейкограниты средне- и мелкозернистые III фазы (ЗФ); 4 - вмещающие метаморфические породы

Рис. 32. Петрохимическая диаграмма гранитоидов Карельской оловорудной провинции

1 - вмещающие гнейсограниты; 2, 3 - гранитоиды роговообманково-биотитовые рапакиви ГФ; 2 - гранодиориты (тип Лапее), 3 - граниты грубозернистые и порфиroidные овоидные; 4 - граниты биотитовые II фазы; 5-7 - граниты ЗФ (III фаза): 5 - гранодиориты (тип Таркки), 6 - лейкограниты биотитовые, 7 - лейкограниты двуслюдяные; I-IV - поля: I - гранитов, II - щелочных гранитов, III - гранодиоритов, IV - граносиенитов; цифры на диаграмме соответствуют номерам колонок анализов в табл. 32

Лаитила, сложенный наполовину фаялитсодержащими биотит-роговообманковыми гранодиоритами внешней зоны (тип Таркки) и равномерно-зернистыми и порфиroidными двуслюдяными лейкогранитами внутреннего ядра (тип Веккере [221]).

По минеральному составу ГФ представлена преимущественно лейкогранитами, содержащими в среднем около 3% биотита и 1,2% роговой обманки при резком преобладании калишпата над плагиоклазом. Акцессорные представлены ильменитом, цирконом, апатитом, рутилом, анатазом, флюоритом, бастнезитом, ортитом и др.; в гранитах II, и особенно III фаз, возрастает роль фторсодержащих акцессорных, отмечаются молибденит, гранат, колумбит, берилл и др.

Сопровождающая Салминский массив редкометальная минерализация связана с кварцевыми и кварц-полевошпатовыми метасоматитами, грейзенами и апоскарновыми образованиями [128, 130], представлена вкрапленностью и гнездами касситерита, минералов редкометальной ассоциации (гельвин, фенакит, даналит, бертрандит, хризоберилл, молибденит) и тесно ассоциирует с магнетитовым и сульфидным (сфалерит, халькопирит, пирит, пирротин) оруденением.

В Финляндии штоки Кюми и Эурайоки сопровождаются редкометальным (Be, Sn, W) оруденением грейзенового и кварцево-жильного типов с проявлением сульфидной минерализации.

**Петрохимические особенности.** Данные табл. 31 и диаграммы рис. 32 подтверждают преимущественно лейкогранитный состав комплекса и

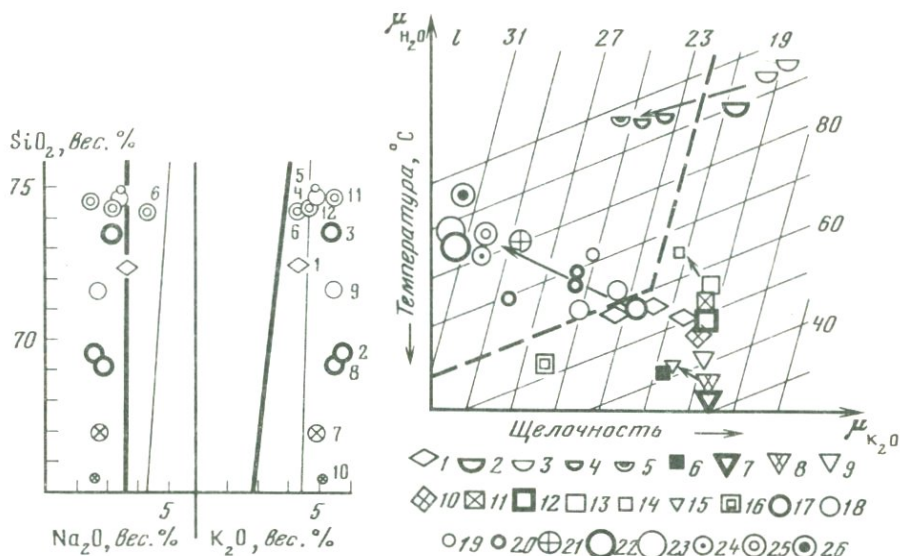


Рис. 33. Соотношение  $\text{SiO}_2$ - $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2$ - $\text{K}_2\text{O}$  в гранитоидах Карельской провинции (см. табл. 32)

Условные обозначения те же, что и на рис. 32

Рис. 34. Условия кристаллизации гранитоидов оловорудных провинций Европы по составу биотитов, по [56]

1-5 - Карельская провинция: 1 - вмещающие гнейсы, 2 - граниты рапакиви ГФ, 3 - граниты биотитовые II фазы, 4 - лейкограниты III фазы, 5 - граниты двуслюдяные III фазы; 6-26 - провинция Чешского массива; 6-16 - Среднечешский массив (6 - габбро, 7 - монцодиориты таборские, 8 - кварцевые монцониты-сиениты чертовобрежские, 9 - гранодиориты седланские, 10 - гранодиориты червенские, 11 - кварцевые диориты сазавские, 12 - гранодиориты блатенские, 13 - граниты краевые, 14 - трондьемиты пожарские, 15 - граниты ржичанские, 16 - граниты двуслюдяные контаминированные); 17-26 - Рудные Горы (17 - адмеллиты горские ГФ, 18 - граниты среднезернистые горские ФДИ<sub>1</sub>, 19 - граниты мелкозернистые горские ФДИ<sub>2</sub>, 20 - граниты двуслюдяные переходные, 21 - граниты двуслюдяные промежуточные, 22 - лейкограниты рудогорские ГФ, 23 - лейкограниты среднезернистые рудогорские ФДИ<sub>1</sub>, 24 - лейкограниты мелкозернистые рудогорские ФДИ<sub>2</sub>, 25 - пегматоидные шпирьы рудогорских гранитов; 26 - грейзены рудогорских гранитов); пунктиром выделено поле биотитов редкометалльных и гнейсогранитных формаций Забайкалья

фиксируют его субщелочной характер. Наиболее основные разновидности представлены фаялитсодержащими гранодиоритами штока Эурайоки и гранодиоритами типа Лапее Выборгского массива. Короткие векторы в правой части диаграммы свидетельствуют о преобладании в составе феррических компонентов железа. Высокая глиноземистость не характерна и фиксируется только в части альбитизированных разновидностей гранитов ЗФ (III фаза).

Соотношение калия и натрия (рис. 33) вскрывает главную особенность комплекса - пониженные содержания во всех гранитоидах натрия и резко повышенные - калия. Их соотношение меняется только в альбитизированных разновидностях ЗФ, в которых накопление натрия сопровождается выносом калия. Диаграмма показывает, что соотношение щелочей во вме-

Таблица 31

Средний химический состав (в вес. %) гранитоидов комплекса рапакиви Карельской провинции

| Компонент                      | Приладожье*                                  |                   | Салминский массив, Приладожье* |   |                                       |   |
|--------------------------------|--|-------------------|--------------------------------|---|---------------------------------------|---|
|                                | Гнейсограниты и мигматиты имплекса комплекса | Граниты рапакиви  |                                | Лейкограниты                                    |                                       |   |
|                                |  | грубозернистые ГФ | крупнозернистые порфиридные ГФ | среднезернистые, частью порфиридные ГФ, II фаза | мелко- и среднезернистые ЗФ, III фаза | альбитизированные грейзенизированные ЗФ, III фаза |
| 1                              | 2  | 3                 | 4                              | 5   | 6                                     |   |
| SiO <sub>2</sub>               | 72,54  | 69,59             | 73,61                          | 74,76   | 75,04                                 | 74,24   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,21   | 0,34              | 0,19                           | 0,19  | 0,12                                  | 0,03  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,05  | 14,00             | 12,81                          | 12,00   | 12,28                                 | 13,57   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,72   | 1,91              | 0,94                           | 1,00  | 0,93                                  | 0,49  |
| FeO                            | 1,10   | 2,73              | 1,56                           | 1,85  | 1,19                                  | 0,79  |
| MnO                            | 0,03   | 0,05              | 0,05                           | 0,05  | 0,04                                  | 0,04  |
| MgO                            | 0,75   | 0,40              | 0,32                           | 0,15  | 0,19                                  | 0,17  |
| CaO                            | 1,02   | 1,29              | 0,73                           | 0,60  | 0,82                                  | 0,51  |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,84   | 2,70              | 3,11                           | 3,45  | 3,49                                  | 4,56  |
| K <sub>2</sub> O               | 4,52   | 5,89              | 5,43                           | 4,98  | 4,99                                  | 4,41  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | —  | —                 | —                              | —   | —                                     | —   |
| F                              | 0,01**                                       | 0,05              | 0,15                           | 0,03  | 0,17                                  | 0,20  |
| H <sub>2</sub> O               | 0,5**  | —                 | —                              | —   | —                                     | —   |
| Число проб                     | 75   | 27                | 30                             | 21  | 23                                    | 32  |

\* По [129]. \*\* По [145]. \*\*\* По [220]. \*\* По [11].

щающих гнейсогранитах (точка 1) резко отличается от гранитов рапакиви. Биотиты комплекса рапакиви [129, 145] отличаются от биотитов вмещающих гнейсогранитов очень высокой железистостью, свойственной гранитам ГФ и ЗФ (III фаза), что подтверждает генетическое единство комплекса (рис. 34, указано стрелкой).

Редкоэлементный состав гранитов (табл. 32, [11, 145, 221]) показывает, что главная особенность большей части гранитоидов ГФ и II фазы комплекса состоит в повышенных концентрациях фтора и олова, практически не сопровождающихся в отличие от типичных редкометалльных гранитов синхронным повышением концентраций лития. Содержания Rb и В близки к кларковым. В гранитах ЗФ (III фаза) наблюдается резкое и неравномерное повышение концентраций фтора и практически всех гранитофильных элементов — Li, Rb, Sn, Nb, в большинстве случаев Ве. По данным И. Хаапала [221], содержание Sr и Ва в гранитах ГФ понижены, а в гранитах ЗФ резко понижены в отличие от гранодиоритов штока Эурайоки, характеризующихся высокими концентрациями бария, отражающими повышенные температуры кристаллизации. Резкое снижение значений

| Выборгский массив <sup>4*</sup>  |   |                                     | Массив Лаитила (Финляндия), шток Эурайоки <sup>***</sup> |   |             |
|--|---|-------------------------------------|--|---|-------------|
| Гранодиориты роговообманково-биотитовые крупнозернистые ГФ (тип Лапее) | Граниты   |                                     | Гранодиориты роговообманково-биотитовые ЗФ (тип Таркки)  | Лейкограниты двуслюдяные ЗФ, тип Векере |             |
|  | роговообманково-биотитовые порфиридные ГФ (выборгиты) | биотитовые трахитоидные ГФ, II фаза |  | равномернозернистые                     | порфиридные |
| 7  | 8   | 9                                   | 10   | 11                                      | 12          |
| 66,88  | 69,17   | 71,66                               | 65,41  | 74,76                                   | 74,48       |
| 1,20   | 0,65  | 0,48                                | 0,82   | 0,26                                    | 0,05        |
| 13,94  | 14,72   | 13,70                               | 13,94  | 12,37                                   | 13,76       |
| 2,37   | 1,30  | 0,86                                | 1,46   | 0,66                                    | 0,68        |
| 3,72   | 2,31  | 2,40                                | 5,75   | 1,51                                    | 0,61        |
| 0,10   | 0,07  | 0,05                                | 0,09   | 0,02                                    | 0,04        |
| 0,70   | 0,51  | 0,41                                | 0,65   | 0,10                                    | 0,02        |
| 2,57   | 1,86  | 1,47                                | 2,21   | 1,02                                    | 0,87        |
| 2,76   | 2,92  | 2,75                                | 2,61   | 2,44                                    | 3,20        |
| 4,88   | 5,57  | 5,45                                | 5,10   | 5,61                                    | 4,74        |
| 0,16   | 0,04  | 0,01                                | 0,15   | 0,05                                    | 0,05        |
| 0,127  | 0,128   | 0,313                               | 0,25   | 0,67                                    | 1,12        |
| —  | —   | —                                   | 1,35   | 0,70                                    | 0,65        |
| 6  | 16  | 10                                  | 2  | 2                                       | 2           |

K/Rb и Ba/Rb отношений от ранних к поздним дифференциатам комплекса свидетельствует об интенсивности процесса дифференциации интрузий рапакиви, что согласуется с высоким уровнем концентраций гранитофильных элементов в гранитах ЗФ.

В целом граниты рапакиви ГФ и биотитовые граниты II фазы представляют субредкометалльные разновидности с низким и высоким уровнями накопления фтора, а граниты ЗФ в большинстве своем ультраредкометаллы.

На диаграмме рудоносности (рис. 35) граниты рапакиви ГФ попадают в поле рудоносных. Рудоносность формации рапакиви подтверждается и диаграммой рис. 36, фиксирующей избыточность концентраций F и Sn уже в гранитах ГФ. Избыточность концентраций лития проявляется в гранитах II фазы, а концентрации F и Sn в них и всех элементов в гранитах ЗФ (III фаза) резко экстремальны. Наконец, рудоносность гранитов II и III фаз фиксируется высокими концентрациями редких элементов, особенно Sn (150–250 г/т), в биотитах, по данным М.Г. Руб с соавторами [145].

Таблица 32

Редкоэлементный состав гранитоидов Карельской провинции

| Элемент    | Приладо-<br>жье    | Салминский массив |  |  | Выборгский массив                               |   |
|------------|--------------------|-------------------|--|--|---|---|
|            | Гнейсо-<br>граниты | Рапаки-<br>ви ГФ  | Граниты<br>средне-<br>зерни-<br>стые,<br>II фаза | Граниты<br>мелко- и<br>среднезер-<br>нистые ЗФ,<br>II фаза | Гранодио-<br>риты<br>крупно-<br>зернистые<br>ГФ | Граниты<br>порфи-<br>ровидные<br>(овоидные)<br>ГФ |
|            |                    |                   |  |  |   |   |
| Na, %      | 3,4                | 2,5               | 2,4  | 2,5  | 2,05  | 2,2   |
| K          | 3,5                | 4,6               | 4,2  | 4,2  | 4,1   | 4,6   |
| F          | 0,01               | 0,063             | 0,3  | 0,4  | 0,13  | 0,13<br>(0,23**)                                  |
| Li, г/т    | 8                  | 31                | 56   | 190  | 31  | 26<br>(41**)                                      |
| Rb         | 140                | 185               | 240  | 530  | 200   | 260<br>(300**)                                    |
| Cs         | 2                  | 4                 | 5  | 6  | —   | —   |
| Be         | —                  | —                 | —  | —  | 3,4   | 5,1   |
| Sr         | —                  | —                 | —  | —  | 170   | 180<br>(60**)                                     |
| Ba         | —                  | —                 | —  | —  | —   | 610**   |
| B          | —                  | 16                | 16   | 16   | —   | —   |
| Sn         | 2                  | 9                 | 15   | 23   | 5,6   | 6,1   |
| Nb         | —                  | —                 | —  | —  | 15  | 23  |
| K/Rb       | 250                | 248               | 174  | 79   | 205   | 177   |
| Ba/Rb      | —                  | —                 | —  | —  | —   | 2,0   |
| Число проб | —*                 | —*                | —*   | —*   | 6***  | 16***   |

\* По [145]. \*\* По [221]. \*\*\* По [11].

Примечание. Прочерк — нет данных.

Из анализа петролого-геохимических особенностей (см. табл. 31 и 32, рис. 32 и 33) и состава биотитов (рис. 34) следует, что вмещающие гнейсограниты не могли быть тем субстратом, из которого выплавлялись расплавы комплекса рапакиви. В частности, гнейсограниты резко отличаются от гранитов рапакиви исключительно низкими концентрациями всех гранитофильных элементов. Биотиты гнейсогранитов идентичны биотитам обычных палингенных гранитоидов Забайкалья. Состав биотитов формации рапакиви, отличающихся высокой железистостью, фиксирует их кристаллизацию в условиях повышенной щелочности по калию и пониженных температур (высокого потенциала  $H_2O$ ). Высокая железистость пород комплекса и присутствие в нем гранодиоритовых разновидностей повышенной редкометальности (Выборгский массив, тип Лапее, шток Зурайоки, тип Тарки) дают основание предполагать, что формирование комплекса связано с палингенно-анатектическим плавлением пород более основного, чем гнейсограниты, существенно железистого состава глубинных зон земной коры,

| Элемент    | Выборгский массив                        |                                      |                          | Массив Лангила, шток Зурайоки                           |                          |                    |
|------------|--|--------------------------------------|--------------------------|---|--------------------------|--------------------|
|            | Граниты<br>трахи-<br>тоидные,<br>II фаза | Шток Кюми, граниты<br>двуслюдяные ЗФ |                          | Гранодиориты<br>роговообман-<br>ково-биотито-<br>вые ЗФ | Граниты двуслюдяные ЗФ   |                    |
|            |  | порфи-<br>ровидные                   | равномерно-<br>зернистые |   | равномерно-<br>зернистые | порфи-<br>ровидные |
|            | 7  | 8                                    | 9                        | 10  | 11                       | 12                 |
| Na, %      | 2,05                                     | 2,1                                  | 3,1                      | 1,9   | 1,8                      | 2,4                |
| K          | 4,5                                      | 4,7                                  | 4,1                      | 4,2   | 4,7                      | 3,9                |
| F          | 0,31                                     | 0,77                                 | 1,45                     | 0,25  | 0,67                     | 1,12               |
| Li, г/т    | 60                                       | 100                                  | 240                      | 30  | 46                       | 270                |
| Rb         | 400                                      | 750                                  | 1160                     | 220   | 440                      | 850                |
| Cs         | —  | —                                    | —                        | —   | —                        | —                  |
| Be         | —  | —                                    | —                        | —   | —                        | —                  |
| Sr         | 5,9                                      | 26                                   | 8                        | < 3   | 3,5                      | < 4                |
| Ba         | 92                                       | < 40                                 | 40                       | 180   | 40                       | 40                 |
| B          | —  | < 100                                | 100                      | 1690  | 140                      | < 100              |
| Sn         | —  | —                                    | —                        | —   | —                        | —                  |
| Nb         | 6,6                                      | 19                                   | 17                       | 6   | 18                       | 85                 |
| K/Rb       | 34                                       | 90                                   | 60                       | < 40  | 40                       | 50                 |
| Ba/Rb      | 112                                      | 63                                   | 35                       | 190   | 106                      | 46                 |
| Число проб | —  | < 0,13                               | < 0,09                   | 7,7   | 0,32                     | < 0,12             |
|            | 10***                                    | 22**                                 | 18**                     | 16**  | 6**                      | 25**               |

осуществляющегося при постоянном воздействии флюидных потоков, определивших возможность образования значительных масс расплавов, обогащенных фтором и редкими элементами. Их дифференциация приводила к общему повышению активности воды и кислотных компонентов в поздних дифференциатах, отражением которого является резкое повышение глиноземистости биотитов ЗФ (III фаза) при сохранении повышенного уровня их железистости (рис. 34, показано стрелкой).

Ультраредкометальные лейкограниты ЗФ представляют типичные рудоносные (оловоносные) интрузии, превосходящие по размерам аналогичные массивы в Забайкалье. Таким образом, редкометальность рудоносных гранитов в Карельской провинции по сравнению с Забайкальем выражена гораздо резче. Вместе с тем главным отрицательным фактором рудоносности интрузий провинции является их значительный эрозионный срез.

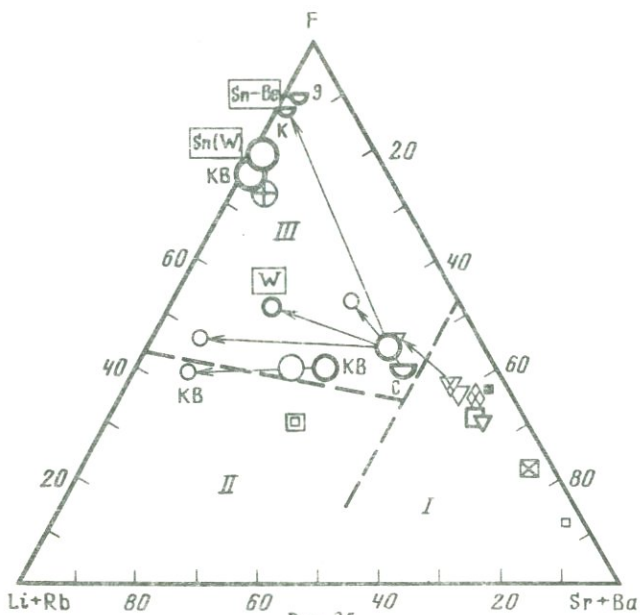


Рис. 35

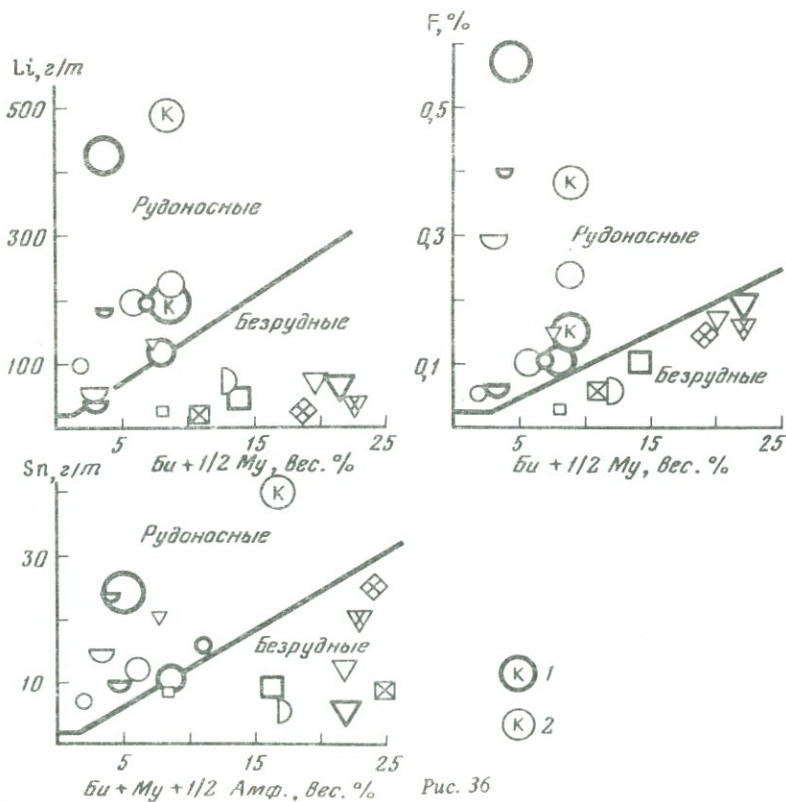


Рис. 36

Рис. 35. Диаграмма рудоносности гранитоидов протерозойских и палеозойских провинций Центральной и Северо-Восточной Европы

Условные обозначения те же, что и на рис. 34; I-III – поля: I – безрудных гранитов, II – ограниченно рудоносных, III – рудоносных; буквами обозначены точки массивов – Карельская провинция: С – Салминский, К и Э – штоки Кюми и Эурайоки; провинция Центральной Европы: КВ – Карловарский; в квадратах указаны элементы оруденения

Рис. 36. Оценка степени избыточности концентраций элементов в гранитоидах Европейских провинций

1-2 – гранитоиды Корнубийской интрузии Корнузлла: 1 – граниты двуслюдяные купольной фации ГФ (годолфинские, массив Трегонинг-Годолфин); 2 – граниты альбитизированные (купол Клигга-Хид); остальные условные обозначения те же, что и на рис. 34

## РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ПРОВИНЦИИ

### Европейские провинции

Европейские редкометалльные провинции связываются с герцинским орогеническим поясом, охватывающим Центральную часть Западной Европы и Пиренейский полуостров, в котором выделяется четыре структурно-формационные зоны [10, 253]. В пределах пояса редкометалльные провинции приурочены к массивам палеозойских и более древних осадочно-метаморфических пород, получивших в европейской литературе названия

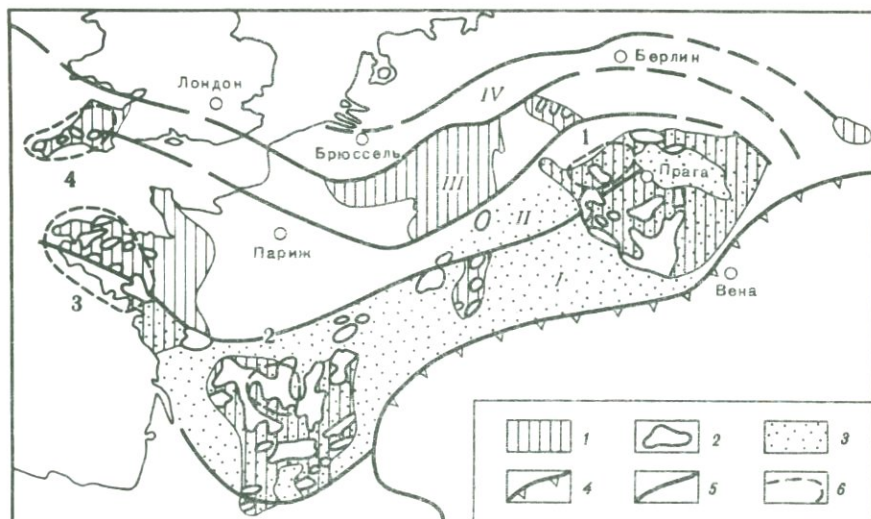


Рис. 37. Варисские металлогенические зоны и провинции Центральной Европы, по [10, 253]

1 – палеозойский фундамент; 2 – варисские граниты; 3 – области варисского метаморфизма; 4 – альпийский надвиг; 5 – границы варисских геотектонических и металлогенических зон: I – Молданубийская зона, II – Саксоно-Тюрингская, III – Реногерцинская, IV – Субварисская; 6 – редкометалльные провинции: 1 – Рудные Горы, 2 – Центральный Французский массив, 3 – Армориканская, 4 – Корнуэльская

Чешского в Центральной Европе, Центрального Французского, Армориканского на п-ве Бретань, Корнуэльского в Юго-Западной Англии (рис. 37). Редкометальное оруденение провинций связано с герцинским поздне- или посторогенным гранитным магматизмом. В последние годы все большее признание получает точка зрения о решающей роли в его формировании не этапов геосинклинального развития, а процессов активизации постгеосинклинального периода в зонах разломов в краевых и внутренних областях кристаллических срединных массивов [149].

### Гранитоиды металлогенических провинций Чешского массива

Варисские гранитоидные интрузии и ограниченно распространенные магматиты более основного габброидного состава широко развиты в краевых и внутренних частях Чешского массива (рис. 38, [247, 266]). Особый интерес представляет сравнение гранитоидов Рудных Гор и Среднечешского массива, положение которых соответствует разным металлогеническим провинциям: одной из самых крупных провинций редкометально-вольфрам-оловянного оруденения и провинции золото-сурьмяно-полиметаллического оруденения [246].

#### *Среднечешский (Центральный Чешский) гранитоидный массив.*

Массив (~ 3000 км<sup>2</sup>) вытянут в северо-восточном направлении вдоль Среднечешского разлома и отделяет с интродуцированием слабо метаморфизованные осадочные образования верхнего протерозоя – раннего палеозоя – от докембрийских катазональных кристаллических сланцев Молданубикума (рис. 38, массив № 2). Согласно В. Зоубеку [266], массив представляет эпизональную (гипабиссальную) интрузию значительной мощности, конкордантную по отношению к вмещающим кристаллическим сланцам, кровля которой формировалась на глубине 600–1500 м от поверхности. Западные контакты гранитов с древнепалеозойскими осадочными породами резкие, линейные, с явлениями их ороговикования; восточные контакты с кристаллическими сланцами Молданубикума, напротив, нечеткие, извилистые, с явлениями контактовых мигматизации и фельдшпатизации. Таким образом, на основе взаимоотношений с вмещающими породами однозначного ответа о глубинности интрузии дать нельзя. В текстурных особенностях гранитоидов отчетливо проявляются структуры вмещающих кристаллических сланцев [208], что подтверждает мнение М. Паливцевой [177, 240] о большой роли в формировании интрузии метаморфических и метасоматических процессов.

Среди слагающих Среднечешский массив гранитоидов выделяется до двадцати пяти фазово-фациальных разновидностей, которые объединяются в четыре главные геолого-петрографические группы ([177, 263], рис. 39).

Первая (I) группа базитов (амфиболовые габбро и диориты) объединяет малые тела, приуроченные к зонам контактов гранитоидов с породами спилит-ксератофировой формации верхнего протерозоя.

Вторая (II) тоналитовая группа включает наиболее распространенные сазавские тоналиты (13% амфибола, 10% биотита) и блатенские гранодиориты (2% амфибола, 13% биотита в среднем), а также червенские гранодиориты (5% амфибола, 17% биотита) и техниские гранодиориты [247].

В третью (III) группу объединяются породы гранитного состава, раз-

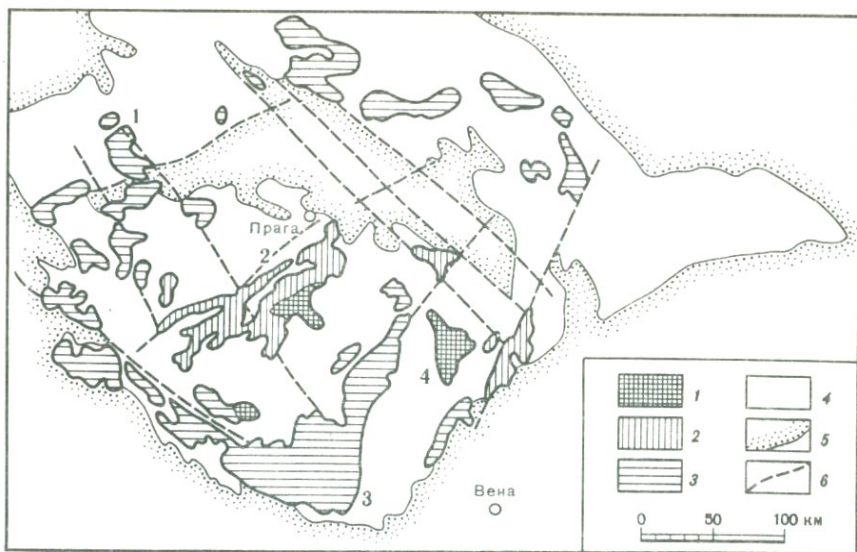


Рис. 38. Схема распространения гранитоидов в Чешском массиве, по [139, 247]  
 1–3 – варисские гранитоиды: 1 – монзонитоиды, 2 – тоналиты и гранодиориты, 3 – граниты биотитовые и двуслюдяные; 4 – осадочно-метаморфический комплекс, PR и молассовые образования, С-Р; 5 – мезозойско-третичный покров; 6 – главные разломы 1–4 – массивы: 1 – Западные Рудные Горы, 2 – Среднечешский, 3 – Молданубикский, 4 – Тршебичский

витые вдоль северо-западного контакта массива: распространенные граниты-гранодиориты краевого типа (7% биотита, 1% амфибола), пожарские трондьемиты (7% биотита, 0,5% амфибола) и ржичанские порфировидные граниты (6% биотита, 0,5% мусковита).

Четвертая (IV) группа монзонитов-сиенитов представлена таборскими пироксен-биотитовыми сиенитами и монцодиоритами (20% пироксена, 20% биотита) и своеобразными чертовобремянскими меланократовыми (20% биотита) порфировидными породами непостоянного состава, от сиенитов до монцодиоритов, известных в европейской литературе под названием дурбахитов. В группу монзонитов-сиенитов по петрохимическим признакам включены также порфировидные седлчанские рогово-обманково-биотитовые (2% амфибола, 18% биотита) гранодиориты, представляющие переходные от монзонитов к тоналитам породы.

Формирование Среднечешского плутона представляло длительный полихронный процесс, начало которого относится к нижнему палеозою, и, возможно, докембрию [5]. Возраст гранитоидов составляет от 200 до 420 млн. лет, с максимумом в интервале от 300 до 350 млн. лет (герцинская складчатость [139]).

**Петрохимия и минеральный состав.** Наиболее распространены в массиве гранитоиды промежуточного между гранодиоритами и щелочноземельными сиенитами состава ([247], табл. 33, рис. 40). В процессе дифференциации формируются подщелочные граниты (краевые и ржичанские). По-

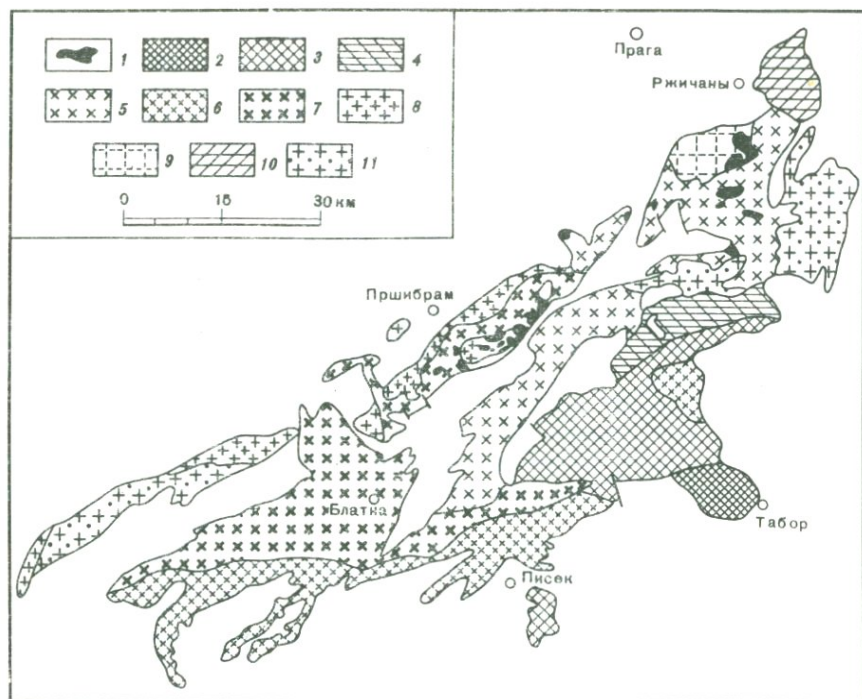


Рис. 39. Геологическая схема Среднечешского массива (по М. Паливцовой)  
 1 – базиты (габбро); 2 – таборские монцониты и монцодиориты; 3 – чертовобре-  
 мянские сиениты-граносиениты; 4 – седлчанские гранодиориты; 5 – сазавские и  
 техницкие тоналиты; 6 – червенские гранодиориты; 7 – блатенские гранодиориты;  
 8 – краевые граниты; 9 – пожарские троядьмиты; 10 – ржицанские граниты; 11 –  
 загрязненные (бенешовские и клатовские) гранодиориты и граниты

родам массива свойственна повышенная магнизиальность, в лейкогранитах наблюдается слабое повышение глиноземистости.

Отдельный генетический ряд образуют дурбахиты, самые основные члены которого соответствуют по составу эссекитовому габбро (таборские), а состав чертовобремянских дурбахитов соответствует щелочно-земельному сиениту-монцодиориту. Состав гибридных седлчанских гранодиоритов приближается к монцониту. Диаграмма соотношения щелочей (рис. 41) иллюстрирует обогащенность гранитоидов массива калием, начиная с габброидов I группы, средний состав которых близок составу оливинового габбро, по Р. Дэли. Резко повышенными содержаниями калия при пониженных натрия выделяются дурбахитовые породы.

Среди гранитоидов главной, тоналитовой группы отчетливо различаются менее и более калиевые (червенские и бенешовские) гранодиориты. Последние представляют разновидности гранитоидов массива, развитые в его восточной части и испытавшие сильное воздействие дурбахитов (гибридизм). В целом данные диаграммы рис. 41 свидетельствуют о сильном влиянии на состав всех пород Среднечешского плутона дурбахитовых расплавов.

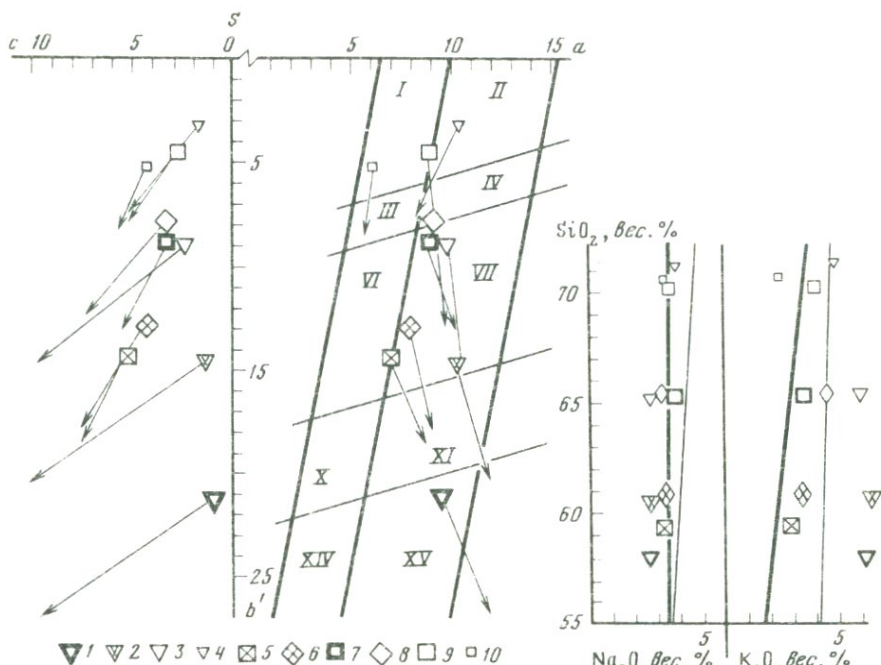


Рис. 40. Петрохимическая диаграмма гранитоидов Среднечешского массива (см. табл. 34)

1 – монцодиориты и монциты таборские; 2 – дурбахиты (граносиениты, сиениты) чертовобрежские; 3 – гранодиориты седланские; 4 – граниты ржичанские; 5 – кварцевые диориты сазавские; 6 – гранодиориты червенские; 7 – гранодиориты блатенские; 8 – гранодиориты двуслюдяные бенешовские; 9 – граниты краевые; 10 – трондьемиты пожарские

Цифры на диаграмме – поля, по [29]: I – гранитов, II – щелочных гранитов, III – гранодиоритов, IV – граносиенитов, VI – диоритов, VII – щелочноземельных сиенитов, X – габбродиоритов, XI – монцогаббро, XIV – габбро, XV – эссекситов

Рис. 41. Соотношение  $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$  в гранитоидах Среднечешского массива

Условные обозначения те же, что и на рис. 40

**Состав биотитов.** Эволюция составов биотитов (табл. 34, [214]) от основных к кислым дифференциатам тоналитовой группы Среднечешского массива совершается в полном соответствии с изменениями состава этого минерала в батолитовых массивах Забайкалья (гл. 1): в процессе дифференциации наблюдается умеренное повышение железистости и понижение магниальности без существенного изменения глиноземистости (см. рис. 34). Наибольшей магниальностью (низкими железистостью и глиноземистостью) характеризуются биотиты дурбахитовой группы, что согласуется с предположением о связи этих пород с глубинными щелочно-базальтоидными расплавами. Состав биотитов ржичанских гранитов указывает на их принадлежность к дурбахитовой дифференциационной серии. Из рис. 34 видно, что, как и в монцититоидах Забайкалья, биотиты дурбахи-

Таблица 33

Средний химический состав (в вес.%) разновидностей гранитоидов Среднечешского массива, по [247]

| Компонент                      | Базиты | Группа дурбахитов |                    |                             |
|--------------------------------|--------|-------------------|--------------------|-----------------------------|
|                                | габбро | таборские         | чертово-бремянские | седлчанские                 |
|                                |        | монцодиориты      | монциты-сиениты    | гранидиориты порфири-видные |
|                                | 1      | 2                 | 3                  | 4                           |
| SiO <sub>2</sub>               | 48,90  | 58,00             | 60,54              | 64,95                       |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,68   | 0,97              | 0,79               | 0,42                        |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17,15  | 12,81             | 13,68              | 14,62                       |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,49   | 1,65              | 1,40               | 1,36                        |
| FeO                            | 7,26   | 5,29              | 4,20               | 2,82                        |
| MnO                            | 0,20   | 0,07              | 0,11               | 0,09                        |
| MgO                            | 6,79   | 6,60              | 4,48               | 2,76                        |
| CaO                            | 11,68  | 4,51              | 3,11               | 2,40                        |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,19   | 2,82              | 2,71               | 2,82                        |
| K <sub>2</sub> O               | 0,95   | 6,11              | 6,53               | 5,94                        |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,21   | 0,30              | 0,70               | 0,40                        |
| Σ H <sub>2</sub> O             | 1,57   | 0,69              | 1,33               | 1,69                        |

товой группы и ржичанских гранитов кристаллизовались из наиболее высокотемпературных расплавов, характеризовавшихся низкой активностью воды. Данные диаграммы рис. 34 подтверждают происхождение некоторых разновидностей гранитов массива (косогогорские, бенешовские, писецкие) в результате контаминации исходных палингенных расплавов материалом вмещающих пород кровли, приводящей к резкому повышению глиноземистости биотитов при некотором снижении магнезиальности и сохранении уровня железистости.

**Редкоэлементный состав** гранитоидов Среднечешского массива (табл. 35, [177]) полностью подтверждает вывод о значительном влиянии щелочно-базальтоидных (дурбахитовых) расплавов на геохимический облик всех разновидностей гранитоидов массива. Монцитонитоиды (группа дурбахитов, в том числе Тршебичский массив, рис. 38) обогащены фтором и некогерентными элементами: Rb, Be, B, Sn, W. Как и монцитонитоиды Забайкалья, дурбахиты, кроме того, резко обогащены стронцием и, особенно, барием. Вместе с тем от забайкальских монцитонитоидов акатуевского комплекса дурбахиты заметно отличаются низкими концентрациями натрия и соответственно более высокой степенью накопления всех гранитофильных элементов (исключая литий, который в монцитонитоидах не концентрируется). Роговообманково-биотитовые разновидности дурбахитов по сравнению с пироксен-биотитовыми обогащены оловом, концентрации которого в них превышают кларковый уровень в 4–6 раз и заметно выше содержа-

|  | Группа тоналитов  |              |              | Группа гранитов         |             |                    |
|--|-------------------|--------------|--------------|-------------------------|-------------|--------------------|
|  | сазавские         | червенские   | блатенские   | краевые                 | пожарские   | ржичанские         |
|  | кварцевые диориты | гранодиориты | гранодиориты | граниты крупнозернистые | трондьемиты | граниты биотитовые |
|  | 5                 | 6            | 7            | 8                       | 9           | 10                 |
|  | 59,36             | 60,89        | 65,25        | 70,03                   | 70,53       | 70,96              |
|  | 0,52              | 0,71         | 0,57         | 0,34                    | 0,24        | 0,28               |
|  | 16,26             | 15,79        | 15,10        | 14,28                   | 14,68       | 14,81              |
|  | 1,91              | 1,45         | 1,96         | 1,07                    | 1,13        | 0,53               |
|  | 4,77              | 4,74         | 2,91         | 2,04                    | 2,63        | 1,28               |
|  | 0,13              | 0,09         | 0,09         | 0,07                    | 0,10        | 0,04               |
|  | 3,22              | 3,36         | 1,99         | 0,91                    | 0,96        | 1,02               |
|  | 6,08              | 4,51         | 3,54         | 2,26                    | 3,44        | 1,34               |
|  | 3,33              | 3,42         | 3,94         | 3,53                    | 3,35        | 3,90               |
|  | 2,89              | 3,57         | 3,50         | 4,20                    | 2,52        | 4,94               |
|  | 0,30              | 0,30         | 0,21         | 0,19                    | 0,21        | 0,26               |
|  | 1,08              | 0,97         | 0,81         | 0,74                    | 0,55        | 0,62               |

ний этого элемента в ряде оловоносных (рудноносных) гранитов Забайкалья.

Гранитоиды тоналитовой группы расположены в табл. 35 в соответствии с понижением вероятного влияния дурбахитов, которое проявляется в уровне концентраций калия. Как видно из таблицы, по мере уменьшения содержания этого элемента в гранодиоритах наблюдается совершенно закономерное снижение концентраций фтора и всех редких элементов, содержания которых в дурбахитах повышены: Be, Sr, Ba, B, Sn. Еще более резко это снижение выражено в пожарских трондьемитах, которые, судя по геохимическим данным, можно рассматривать как камерные дифференциаты сазавских тоналитов, в поле которых трондьемиты залегают (см. рис. 39).

Ржичанские граниты характеризуются резко повышенными содержаниями фтора и гранитофильных элементов, включая литий, выделяясь особо высокими концентрациями бора, олова и свинца. От типичных редкометалльных гранитов их отличает лишь одна очень важная особенность — высокие концентрации (наряду с гранитофильными элементами) стронция и бария.

В Среднечешском массиве присутствуют также двуслюдяные редкометалльные лейкограниты с низким уровнем концентрации фтора (писецкие), образующие малые интрузивные тела преимущественно по его периферии и представляющие контаминированные разновидности гранитоидов [214], возникшие в результате усвоения палингенными расплавами

Таблица 34

Средний химический состав биотитов (в вес.%) гранитоидов Среднечешского массива, по [214]

| Компонент и числовые характеристики | Группа базитов                   | Группа дурбахитов |                     |                            | Граниты    |
|-------------------------------------|----------------------------------|-------------------|---------------------|----------------------------|------------|
|                                     | габбро пироксен-роговообманковые | таборские         | чертово-бремянские  | седлчанские                | ржичанские |
|                                     |                                  | монцодиориты      | монцитониты-сиениты | гранодиориты порфировидные | граниты    |
| SiO <sub>2</sub>                    | 36,00                            | 38,86             | 37,94               | 37,55                      | 38,00      |
| TiO <sub>2</sub>                    | 3,31                             | 4,74              | 3,48                | 3,19                       | 3,15       |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>      | 15,50                            | 13,72             | 14,04               | 14,21                      | 15,12      |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>      | 0,76                             | 0,83              | 1,21                | 1,95                       | 2,46       |
| FeO                                 | 16,72                            | 12,19             | 14,27               | 15,50                      | 13,95      |
| MnO                                 | 0,15                             | 0,10              | 0,21                | 0,31                       | 0,27       |
| MgO                                 | 13,48                            | 15,92             | 14,98               | 14,10                      | 12,70      |
| CaO                                 | 1,04                             | 0,10              | 0,34                | 0,18                       | 0,11       |
| Na <sub>2</sub> O                   | 0,17                             | 0,17              | 0,17                | 0,16                       | 0,15       |
| K <sub>2</sub> O                    | 8,14                             | 9,38              | 9,17                | 9,20                       | 9,56       |
| F                                   | 0,28                             | 0,78              | 0,60                | 0,69                       | 1,76       |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>       | 3,80                             | 2,61              | 3,10                | 3,17                       | 2,63       |
| S                                   | 1,97                             | 2,41              | 2,29                | 2,25                       | 2,14       |
| m                                   | 1,90                             | 2,15              | 2,12                | 2,12                       | 1,82       |
| M                                   | 0,58                             | 0,69              | 0,64                | 0,59                       | 0,58       |
| I                                   | 20,5                             | 18,0              | 18,4                | 18,6                       | 20,1       |
| f                                   | 42,0                             | 31,4              | 36,5                | 40,3                       | 41,7       |
| Число проб                          | 2                                | 2                 | 12                  | 5                          | 3          |

материала кислых пород кровли. Из геохимических данных по писецким гранитам следует, что этот процесс сопровождался интенсивным привнесом бора, источником которого были, без сомнения, щелочно-базальтоидные расплавы. По мнению автора, пример писецких гранитов показывает, в каких именно геолого-геохимических условиях могли возникать низкотемпературные, обогащенные редкими элементами расплавы интрузий геохимического типа плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов [171].

Наконец, данные табл. 35 показывают резкие генетические отличия пород группы базитов от дурбахитов. Низкие концентрации редких элементов в базитах подтверждают их вероятную связь с толеитовыми производными и породами спилит-кератофировой формации, к останцам которых в пределах массива тела базитов тяготеют [177].

Сделанные выводы полностью согласуются с характером распределения в гранитоидах Среднечешского массива сидерофильных элементов,

|  | Группа тоналитов  |              |              | Группа гранитов         |              |                                       |
|--|-------------------|--------------|--------------|-------------------------|--------------|---------------------------------------|
|  | сазавские         | червенские   | блатенские   | краевые                 | пожарские    | косогогорские                         |
|  | кварцевые диориты | гранодиориты | гранодиориты | граниты крупнозернистые | гранодыемиты | граниты двуслюдяные контаминированные |
|  | 36,27             | 36,97        | 36,75        | 35,85                   | 34,54        | 35,76                                 |
|  | 3,47              | 3,14         | 3,35         | 3,37                    | 3,32         | 3,20                                  |
|  | 14,30             | 14,51        | 14,45        | 14,48                   | 15,21        | 19,34                                 |
|  | 2,43              | 1,17         | 1,65         | 2,49                    | 2,71         | 1,02                                  |
|  | 18,91             | 18,25        | 18,15        | 19,72                   | 22,70        | 17,69                                 |
|  | 0,35              | 0,28         | 0,30         | 0,43                    | 0,58         | 0,27                                  |
|  | 10,68             | 12,08        | 12,04        | 10,24                   | 7,69         | 9,08                                  |
|  | 0,56              | 0,31         | 0,20         | 0,34                    | 0,59         | 0,19                                  |
|  | 0,18              | 0,16         | 0,18         | 0,17                    | 0,23         | 0,23                                  |
|  | 8,75              | 9,14         | 9,11         | 8,59                    | 8,05         | 8,82                                  |
|  | 0,28              | 0,49         | 0,53         | 0,38                    | 0,24         | 0,36                                  |
|  | 3,12              | 3,39         | 3,14         | 3,65                    | 3,60         | 3,36                                  |
|  | 2,15              | 2,16         | 2,16         | 2,11                    | 1,93         | 1,57                                  |
|  | 1,99              | 2,00         | 2,02         | 1,98                    | 1,82         | 1,27                                  |
|  | 0,47              | 0,53         | 0,52         | 0,45                    | 0,35         | 0,47                                  |
|  | 19,4              | 19,4         | 19,3         | 19,6                    | 21,1         | 26,0                                  |
|  | 52,6              | 47,2         | 47,8         | 54,6                    | 64,7         | 53,4                                  |
|  | 15                | 4            | 7            | 5                       | 7            | 2                                     |

(табл. 36), содержания которых (Cr, Ni, Co) в породах дурбахитовой группы, как и в монцитонитоидах Забайкалья, резко повышены даже по сравнению с базальтами, подтверждая глубинное происхождение монцитонитов. Связь с последними ржичанских гранитов, в свою очередь, фиксируется в повышенных для гранитов содержаниях в них этих же элементов, что для гранитоидов корового происхождения совершенно не характерно (гл. 1).

Базиты (габбро) Среднечешского массива характеризуются, напротив, очень низкими для пород основного состава концентрациями сидерофильных элементов, в чем отражается принадлежность базитов и дурбахитов к совершенно различным генетическим группам. Распределение сидерофильных элементов в гранитоидах тоналитовой группы полностью коррелируется с устанавливаемой по калию степени влияния (гибридизм) на эту серию пород дурбахитовых расплавы: наиболее низки содержания

Таблица 35

## Редкоэлементный состав гранитоидов Среднечешского массива

| Элемент              | Группа базитов         | Группа дурбахитов  |   |  |  |
|----------------------|------------------------|--|---|--|--|
|                      | габбро, габбро-диориты | тршебичские  | таборские                                   | чертово-бремянские                                   | седлчанские                              |
|                      |                        | кварцевые монциты, граносиениты амфибол-биотитовые порфирированные | монцодиориты, монцогаббропироксенбиотитовые | кварцевые монциты амфибол-биотитовые порфирированные | гранодиориты биотитовые, порфирированные |
| SiO <sub>2</sub> , % | 48,9                   |  | 58,0  | 60,5   | 65,0                                     |
| Na                   | 1,2                    | 1,8  | 1,2   | 1,9  | 2,2                                      |
| K                    | 1,2                    | 5,2  | 5,3   | 4,8  | 5,0                                      |
| F                    | 0,06                   | 0,12   | 0,19  | 0,16   | 0,17                                     |
| Li, г/т              | 20                     | 42   | 59  | 34   | 72                                       |
| Rb                   | 35                     | 350  | 300   | 340  | 325                                      |
| Be                   | 0,7                    | 4,7  | 3,3   | 8,8  | 8,2                                      |
| Sr                   | 450                    | 300  | 450   | 350  | 350                                      |
| Ba                   | 550                    | 2150   | 3400  | 1900   | 2150                                     |
| B                    | 23                     | 22   | 37  | 31   | 32                                       |
| Sn                   | 5,4                    | 12   | 5,2   | 20   | 12                                       |
| W                    | 1,5                    | 3,6  | 3,0   | 2,3  |  |
| Zn                   | 140                    | 120  | 160   | 49   | 72                                       |
| Pb                   | 5                      | 45   | 53  | 86   | 50                                       |
| K/Rb                 | 342                    | 150  | 177   | 141  | 154                                      |
| Ba/Rb                | 15,7                   | 6,2  | 11,3  | 5,6  | 6,6                                      |
| Число проб           | 5                      | 1  | 4   | 18   | 2  |

Cr, Co, Ni в наименее калиевых сазавских тоналитах и пожарских трондьемитах.

**Редкоэлементный состав биотитов.** Полученные (табл. 37) данные показывают, что, несмотря на высокие концентрации фтора и особенно олова в гранитоидах дурбахитовой и тоналитовой групп, содержания их в биотитах невысоки и уступают средним концентрациям в биотитах Забайкалья (табл. 30). Еще более низки в биотитах концентрации редких щелочных элементов. Исключение представляют ржичанские граниты, содержания редких элементов в биотитах которых повышены.

**Особенности генезиса и рудоносность гранитоидов Среднечешского массива.** С точки зрения классического формационного анализа, Среднечешский массив представлен по крайней мере двумя комплексами пород — монцитит-сиенитовым (дурбахитовым) и гранодиоритовым палингенным. Последний, согласно З. Вейнару [263], формировался в результате взаимо-

| Группа тоналитов                |                                 |   | Группа гранитов |                    |                                  |
|---------------------------------|---------------------------------|---|-----------------|--------------------|----------------------------------|
| червенские                      | блатенские                      | сазавские                                 | пожарские       | ржичанские         | писецкие                         |
| гранодиориты амфибол-биотитовые | гранодиориты амфибол-биотитовые | тоналиты, гранодиориты амфибол-биотитовые | трондьемиты     | граниты биотитовые | двуступенчатые контаминированные |
| 60,9                            | 65,2                            | 59,4                                      | 70,5            | 71,0               | 74,0                             |
| 2,2                             | 2,5                             | 2,3                                       | 2,7             | 2,7                | 2,7                              |
| 4,0                             | 3,5                             | 1,9                                       | 1,8             | 3,7                | 3,6                              |
| 0,15                            | 0,10                            | 0,06                                      | 0,03            | 0,15               | 0,04                             |
| 29                              | 44                              | 21  | 21              | 130                | 150                              |
| 250                             | 175                             | 70  | 52              | 300                | 260                              |
| 7,1                             | 3,4                             | 1,2                                       | 1,3             | 8,8                | 5                                |
| 400                             | 350                             | 400                                       | 450             | 300                | 140                              |
| 2150                            | 1500                            | 1500                                      | 1600            | 1000               | 350                              |
| 22                              | 15                              | 21  | 14              | 92                 | 250                              |
| 25                              | 8,8                             | 8,3                                       | 8,5             | 20                 | 20                               |
|                                 | 1,8                             |   | 1,0             | 1,3                | 5,8                              |
| 82                              | 140                             | 72  | 10              | 34                 | 30                               |
| 37                              | 53                              | 18  | 41              | 89                 | 35                               |
| 160                             | 200                             | 270                                       | 360             | 121                | 138                              |
| 8,6                             | 8,6                             | 22,7                                      | 30,6            | 3,3                | 1,4                              |
| 3                               | 10                              | 7   | 4               | 9                  | 2                                |

действия более ранних толеитовых расплавов (представителями которых являются базиты) и последующих палингенных магм. Изложенные геохимические материалы показали, что палингенное плавление осуществлялось под воздействием интрузий щелочно-базальтоидных расплавов, оказавших самое непосредственное влияние на геохимическую специфику массива в целом. Автономность формации дурбахитов подтверждается наличием самостоятельных, не связанных с гранодиоритовыми интрузиями массивов (Тршебичский, Иглавский и др.). Гранитоиды тоналитовой группы являются, безусловно, фашиями ГФ Среднечешской интрузии. Краевые, пожарские и ржичанские граниты представляют ее ЗФ.

Значение Среднечешского массива как совершенно нестандартного примера в геохимическом анализе трудно переоценить. Во-первых, большинство монцититов-сиенитов и тоналит-гранодиоритов ГФ представляют по геохимической характеристике субредкометалльные-редкометалльные грани-

Таблица 36

Средние концентрации сидерофильных элементов в гранитоидах разных генетических типов Чешского массива

| Район                  | Разновидности гранитоидов             | K   | V   | Cr  | Co | Ni  | Cu  |
|------------------------|---------------------------------------|-----|-----|-----|----|-----|-----|
|                        |                                       | %   | г/т |     |    |     |     |
| Средне-чешский массив  | Базиты – габбро                       | 1,2 | 400 | 140 | 28 | 18  | 18  |
|                        | Чертовобремянские кварцевые монзониты | 4,7 | 80  | 420 | 70 | 220 | 37  |
|                        | Червенские гранодиориты               | 4,0 | 140 | 150 | 80 | 50  | 30  |
|                        | Блатенские гранодиориты               | 3,5 | 110 | 80  | —  | 35  | 10  |
|                        | Сазавские тоналиты                    | 1,7 | 150 | 48  | 23 | 20  | 10  |
|                        | Пожарские трондьемиты                 | 1,8 | 40  | 30  | 10 | 10  | 3   |
|                        | Ржичанские граниты                    | 3,7 | 34  | 88  | 27 | 32  | 5   |
| Рудные Горы*           | Реликтовые граниты                    | 3,9 | 29  | 15  | —  | 9   | 9   |
|                        | Горские граниты ГФ                    | 3,6 | 24  | 10  | —  | 7   | 5   |
|                        | Рудогорские граниты ГФ                | 3,8 | 2   | 3   | —  | 3   | 2   |
| Кларковые концентрации | Базальты                              | 0,8 | 200 | 200 | 45 | 160 | 100 |
|                        | Диориты                               | 2,3 | 100 | 50' | 10 | 55  | 35  |
|                        | Граниты                               | 3,3 | 40  | 25  | 5  | 8   | 20  |

тоиды с повышенными концентрациями большинства гранитофильных элементов и очень высокими содержаниями олова (табл. 38), что не свойственно большинству батолитовых интрузий. С формальной точки зрения в отношении оловянного оруденения они не могут рассматриваться как рудоносные, поскольку не удовлетворяют условию лейкократовости состава (гл. 1). По существу же, их безрудный характер однозначно устанавливается с помощью диаграмм избыточности концентраций (см. рис. 36), показывающих, что, несмотря на очень высокие содержания олова и фтора, концентрации этих элементов не являются избыточными во всех разновидностях гранитоидов ГФ благодаря их очень меланократовому составу и обусловлены резко повышенными содержаниями минерала-концентрактора — биотита. Таким образом, данные по Среднечешскому массиву являются наглядным подтверждением положения, что уровень концентрации олова в гранитоидах еще далеко не определяет их оловоносности [229]. На диаграмме рудоносности (см. рис. 35) точки гранитоидов дурбахитовой и тоналитовой групп попадают, благодаря высоким содержанием Sr и Ba, в поле безрудных.

Из всех разновидностей гранитоидов массива только ржичанские лейкограниты обладают большинством признаков редкометалльных и рудоносных: высокими концентрациями типичных гранитофильных элементов (см. табл. 38, ИНК = 20 кларкам), которые являются отчетливо избыточными (см. рис. 38), высокими концентрациями гранитофильных элементов в биотитах (см. табл. 37). Вместе с тем этим гранитам, как и всем гранитоидам монзонитовой группы, свойственна одна важная геохимическая особенность, прямо отражающая их безрудность — высокие содержания бария и стронция. Благодаря этому, точки гранитов попадают на

диаграмме рудоносности только в нижнюю часть поля рудоносных гранитов; принадлежность же ржичанских гранитов к ЗФ фиксирует в этом случае их безрудность (предельный уровень накопления редких элементов в интрузивной системе Среднечешского массива). Генетическая сущность высоких концентраций бария и стронция заключается, как показано в гл. 1, в высокотемпературном характере расплавов (см. рис. 34) и резко пониженном содержании в них водной фазы (маловодные граниты, по Д.С. Штейнбергу), благодаря чему постагматический флюидный сброс ржичанских гранитов не мог быть интенсивным. Кроме того, состав биотитов однозначно фиксирует их принадлежность к субщелочным лейкогранитам (редкометальные гранитоиды щелочного ряда по [171]). Безрудность гранитоидов дурбахитовой группы в отношении редкометального оруденения фиксируется положением бария (или бария и стронция) в числителе их элементных формул (см. табл. 38), чем эти гранитоиды принципиально отличаются, несмотря на их повышенную или высокую редкометальность, от всех разновидностей рудоносных редкометальных гранитов, характеризующихся, как показано в гл. 1, неизменно пониженными содержаниями стронция и бария. Таким образом, положение стронция и бария в знаменателе или числителе элементных формул в отношении выводов о рудоносности гранитов имеет принципиальное значение. Это обстоятельство отмечено в элементных формулах дурбахитовой группы (см. табл. 38) подчеркиванием этих элементов сверху (резко отрицательный признак рудоносности). Следует в связи с этим напомнить, что при расчете ИНК концентрации Sr и Ba, в случае их положения в числителе, вычитаются.

В отличие от дурбахитов гранитоиды тоналитовой группы характеризуются низкой редкометальностью, которая в сочетании с повышенными концентрациями стронция и бария (см. табл. 38) фиксирует их полную безрудность в отношении редкометального оруденения.

Как указывалось, со Среднечешским массивом связана золоторудно-полиметаллическая минерализация, что подтверждает положения Л.В. Таусона [172] о потенциальной рудоносности щелочно-базальтоидных (латитовых) магм, производными которых являются породы дурбахитовой группы. Вместе с тем их потенциальная рудоносность реализуется в Среднечешском массиве при определенных условиях. В "чистом" виде интрузии дурбахитов совершенно безрудны, что с очевидностью следует из металлогенических данных [246]. Золотоносность проявляется лишь при формировании гибридных габбро-монзонит-гранодиорит-гранитных, сложно дифференцированных гранитоидных интрузивных систем, классическим представителем которых является Среднечешский массив. Это полностью согласуется с неоднократно высказывавшимися положениями о золотоносности гибридных и одновременно дифференцированных гранитоидных интрузий повышенной основности [62, 95, 190].

#### *Рудные горы.*

Рудные горы представляют одну из наиболее продуктивных и старейших рудных провинций с более чем 800-летней историей разработки оловорудных месторождений.

Интрузия Рудных Гор приурочена к антиклинальной структуре, характеризующейся резким гравиметрическим минимумом, свидетельствующим

Таблица 37

Редкоэлементный состав биотитов некоторых разновидностей гранитоидов Среднечешского массива

| Элемент    | Гршебичские | Среднечешский массив                |                                  |                                 |                                |                       | Забайкалье,<br>средние<br>данные |
|------------|-------------|-------------------------------------|----------------------------------|---------------------------------|--------------------------------|-----------------------|----------------------------------|
|            | Дурбахиты   | Чертовобре-<br>мянские<br>дурбахиты | Седлчанские<br>гранодио-<br>риты | Блатенские<br>гранодио-<br>риты | Пожарские<br>гранодье-<br>миты | Ржичанские<br>граниты |                                  |
| K, %       | 7,6         | 7,6                                 | 7,6                              | 7,2                             | 6,9                            | 7,5                   | 6,9                              |
| F          | 0,37        | 0,47                                | 0,48                             | 0,34                            | 0,1                            | 1,4                   | 0,7                              |
| Li, г/т    | 290         | 270                                 | 490                              | 370                             | 360                            | 1500                  | 580                              |
| Rb         | 1070        | 1140                                | 1050                             | 720                             | 460                            | 1450                  | 750                              |
| Cs         | 120         | 100                                 | 125                              | 43                              | 17                             | 335                   | 68                               |
| Be         | 3,5         | 1,0                                 | 2,0                              | 1,6                             | 0,8                            | 4,7                   | 1,8                              |
| B          | 14          | 15                                  | 12                               | 6                               | 8                              | 19                    | —                                |
| Sn         | 28          | 17                                  | 41                               | 24                              | 6                              | 83                    | 40                               |
| W          | 2,8         | 2,8                                 | 2,3                              | 3,1                             | 5,5                            | 2,1                   | 2,7                              |
| Zn         | 170         | 170                                 | 220                              | 250                             | 250                            | 310                   | 480                              |
| Pb         | 3           | 2,5                                 | 7                                | 7                               | 2,7                            | 16                    | 15                               |
| Li/Rb      | 0,28        | 0,24                                | 0,47                             | 0,52                            | 0,78                           | 1,0                   | 0,78                             |
| Число проб | 2           | 2                                   | 1                                | 2                               | 1                              | 2                     |                                  |

Таблица 38

Сравнительная геохимическая характеристика главных разновидностей гранитоидов Среднечешского массива в элементных формулах

| Генетические группы (комплексы) | Разновидности гранитоидов             | Элементная формула   | Индекс концентрации |
|---------------------------------|---------------------------------------|--|---------------------|
| Группа дурбахов                 | Таборские монцодиориты                | $\overline{\text{Ba}}_{4,2} - \text{Zn}_{3,1} - \text{Pb}_{2,6} - \text{B}_{2,5} - \text{F}_{2,4} - \text{W}_{2,0} - \text{Rb}_{1,8} - \text{Sn}_{1,7} - \text{Li}_{1,5} - \text{Sr}_{1,5}$                | +3,8                |
|                                 | Чертовобремянские монзониты-сиениты   | $\text{Sn}_{6,6} - \text{Pb}_{4,3} - \text{Be}_{2,9} - \overline{\text{Ba}}_{2,4} - \text{F}_{2,0} - \text{Rb}_{2,0} - \text{B}_{2,0} - \text{W}_{1,5}$  | +13,3               |
|                                 | Ржичанские граниты                    | $\text{Sn}_{6,7} - \text{B}_{6,1} - \text{Pb}_{4,4} - \text{Li}_{3,3} - \text{Be}_{2,9} - \text{F}_{1,9} - \text{Rb}_{1,8} - \overline{\text{Ba}}_{1,2}$<br>$\text{Zn}_{0,7}$                              | +19,9               |
| Группа тоналитов                | Блатенские гранодиориты               | $\text{Sn}_{3,0} - \text{Zn}_{2,8} - \text{Pb}_{2,6} - \overline{\text{Ba}}_{1,9} - \text{F}_{1,2}$  | +2,9                |
|                                 | Сазавские кварцевые диориты           | $\text{Sn}_{2,8} - \overline{\text{Ba}}_{2,0} - \text{Zn}_{1,5} - \text{B}_{1,4} - \overline{\text{Sr}}_{1,3}$<br>$\text{Rb}_{0,4} - \text{Be}_{0,4} - \text{Li}_{0,5} - \text{F}_{0,7}$                   | -1,1                |
|                                 | Пожарские трондьемиты (плагιοграниты) | $\text{Sn}_{2,8} - \text{Pb}_{2,0} - \overline{\text{Ba}}_{2,0} - \overline{\text{Sr}}_{1,5}$<br>$\text{Zn}_{0,2} - \text{Rb}_{0,3} - \text{F}_{0,4} - \text{Be}_{0,4} - \text{Li}_{0,5} - \text{W}_{0,7}$ | -1,4                |

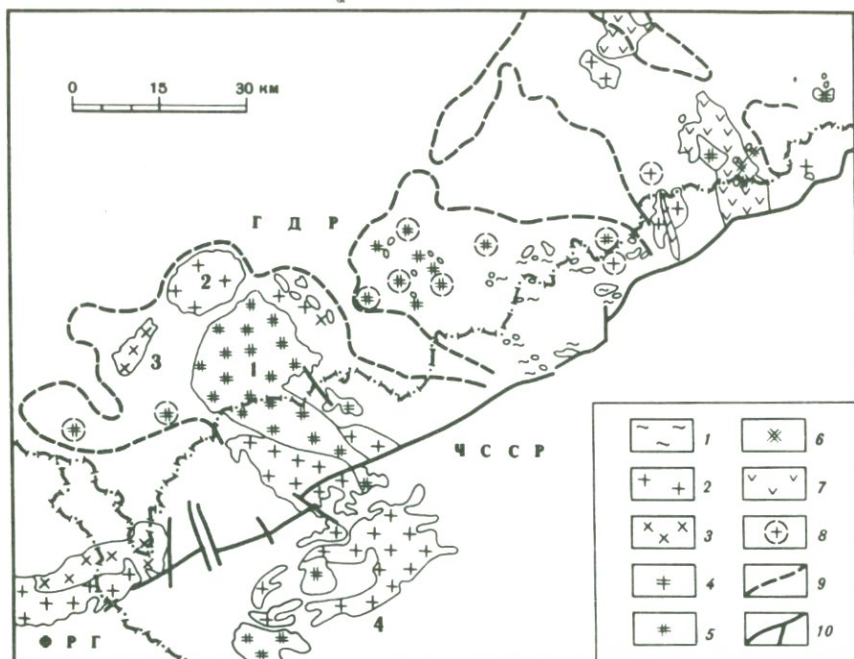


Рис. 42. Геологическая схема гранитоидного магматизма Рудных Гор, по [236, 253]  
 1 – реликтовые граниты; 2, 3 – комплекс горских гранитов: 2 – адамеллиты ГФ, 3 – переходные, граниты двуслюдяные; 4 – промежуточные, граниты двуслюдяные; 5, 6 – комплекс рудогорских гранитов: 5 – лейкограниты двуслюдяные ГФ, 6 – граниты альбитизированные и грейзенизированные; 7 – кварцевые порфиры; 8 – граниты, вскрытые горными выработками и скважинами; 9 – скрытые контуры кровли массивов; 10 – разломы  
 1–4 – массивы: 1 – Нейдек–Айбенштокский (Карловарский), 2 – Кирхбергский, 3 – Бергенский, 4 – Славковский Лес

о вероятной увеличенной мощности интрузии, вскрытой эрозией приблизительно на 15% (около 1000 км<sup>2</sup>); общая площадь ее кровли, включая большую, скрытую часть, оценивается в 150 × 50 км<sup>2</sup> [55, 183]. Максимальная глубина залегания кровли от современной поверхности до 3 км, вмещающие песчано-сланцевые породы ороговикованы [183]. Становление интрузии охватывало интервал времени от 360–300 до 260 млн. лет [214, 247]. Поперечными мегаандуляциями кровли Рудногорская интрузия разделяется (рис. 42) на три массива – слабо эродированный Восточный, наименее эродированный Центральный и интенсивно эродированный Западный (Фогтланд [236]). Большая часть рудопроявлений олова связана с Западным массивом, а главное промышленное оруденение сосредоточено в пределах Восточного [209]. Оно представлено кварцево-жильным и главным образом грейзеновым типом вольфрамит-касситерит-кварцевой формации с сопутствующей полиметаллической минерализацией. Большинство месторождений локализуется в эндо- и экзоконтактных зонах отдельных купольных выступов.

Издавна рудногорские гранитоиды подразделяются на две группы: более

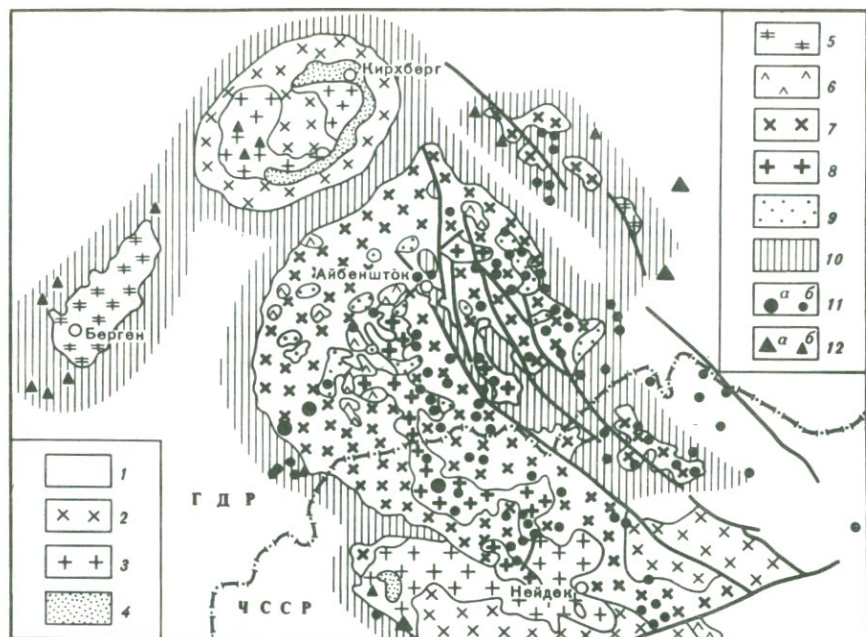


Рис. 43. Геологическая схема Западных Рудных Гор (Фогтланд, массивы Бергенский, Кирхбергский, Нейдек-Айбештоцкий, Блатна, по [182])

1 – протерозой и древний палеозой (метаморфизованный и неметаморфизованный); 2–5 – горский комплекс: 2 – адаметлиты ГФ, 3 – граниты среднезернистые ФДИ, 4 – лейкограниты мелкозернистые ФДИ<sub>2</sub>, 5 – граниты двуслюдяные мелко-среднезернистые (переходные); 6 – промежуточный комплекс – граниты двуслюдяные; 7–9 – рудогорский комплекс: 7 – лейкограниты крупнозернистые ГФ, 8 – лейкограниты среднезернистые ФДИ, 9 – лейкограниты мелко-среднезернистые ФДИ<sub>2</sub>; 10 – контактово-метаморфизованные филлиты; 11 – месторождения и проявления олова: а – штокверковые, б – жильные; 12 – месторождения и проявления вольфрама: а – штокверковые, б – жильные

древние "горские" и более молодые "рудогорские", рассматриваемые либо как интрузивные фазы [55], либо как самостоятельные комплексы [183]. Горские граниты, согласно В. Зоубеку, являются позднеорогенными (карбон), интрузии рудогорских гранитов относятся к субсеквентным (посторогенным, нижняя пермь). В деталях фазово-фациальная последовательность становления Рудногорской интрузии значительно сложнее [183]. Согласно схеме геологов ГДР [236], наиболее ранние гранитные образования в Рудных Горах представлены малыми телами реликтовых крупнозернистых двуслюдяных гнейсогранитов досинорогенного ортогнейсового комплекса (рис. 42). Интрузии раннего комплекса горских гранитов подразделяются на три фазы: средне-крупнозернистые биотитовые (7% биотита) порфиroidные граниты ГФ и две субфазы ФДИ – средне-мелкозернистых, обычно порфиroidных биотитовых (5%) с мусковитом гранитов и тонкозернистых лейкогранитов. Кроме того, к комплексу горских гранитов отнесены переходные к рудогорским мелко-среднезернистые

Таблица 39

Средний химический состав (в вес.%) гранитов Рудных Гор по [236]

| Компонент                      | Реликтовые                  | Комплекс горских гранитов    |                  |                              |                                   |
|--------------------------------|-----------------------------|------------------------------|------------------|------------------------------|-----------------------------------|
|                                | Крупнозернистые двуслюдяные | ГФ                           | ФДИ <sub>1</sub> | ФДИ <sub>2</sub>             | Переходные                        |
|                                |                             | Грубозернистые порфировидные | Среднезернистые  | Лейкокраповые мелкозернистые | Двуслюдяные мелко-среднезернистые |
|                                |                             | 1                            | 2                | 3                            | 4                                 |
| SiO <sub>2</sub>               | 73,0                        | 71,4                         | 73,6             | 75,6                         | 73,8                              |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,40                        | 0,44                         | 0,25             | 0,13                         | 0,17                              |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13,1                        | 14,3                         | 13,8             | 12,8                         | 14,4                              |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,4                         | 0,50                         | 0,35             | 0,5                          | 0,2                               |
| FeO                            | 2,1                         | 1,8                          | 1,3              | 0,4                          | 0,8                               |
| MnO                            | 0,03                        | 0,05                         | 0,04             | 0,03                         | 0,04                              |
| MgO                            | 1,0                         | 1,1                          | 0,4              | 0,3                          | 0,3                               |
| CaO                            | 1,1                         | 1,6                          | 1,0              | 0,75                         | 0,65                              |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,3                         | 3,4                          | 3,3              | 3,4                          | 3,5                               |
| K <sub>2</sub> O               | 4,7                         | 4,3                          | 4,5              | 4,6                          | 4,2                               |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,22                        | 0,23                         | 0,17             | 0,06                         | 0,23                              |
| ΣH <sub>2</sub> O              | 1,10                        | 1,00                         | 0,7              | 0,7                          | 0,8                               |
| Число проб                     | 4                           | 26                           | 16               | 12                           | 12                                |

\* По [253];

двуслюдяные (3% биотита, 6% мусковита) порфировидные граниты Бергенского массива.

Молодой, горский комплекс начинался с формирования интрузии промежуточных двуслюдяных гранитов (5% биотита, 5–6% мусковита), подразделяемых на две фазы. Собственно рудогорские граниты подразделяются на среднезернистые (3,5% биотита, 1% мусковита) граниты ГФ и две субфазы ФДИ: среднезернистых биотитовых (3,8%) и мелкозернистых двуслюдяных (3% биотита, 1,4% мусковита) гранитов. Кроме того, выделяется фация метасоматически измененных циннвальдитсодержащих рудогорских гранитов незначительного распространения (0,5 км<sup>2</sup>).

По площади распространения (рис. 43) резко преобладают граниты ГФ раннего (горского, ~500 км<sup>2</sup>) и позднего (рудогорского, ~400 км<sup>2</sup>) комплексов, за ними следуют граниты ФДИ<sub>1</sub>, а граниты ФДИ<sub>2</sub> обоих комплексов и промежуточные граниты распространены незначительно.

В горских гранитах ГФ плагиоклаз (альбит-олигоклаз) несколько преобладает над калишпатом (адамеллиты), в рудогорских гранитах ГФ резко преобладает калишпат. Роговая обманка полностью отсутствует. Геологами ГДР подчеркивается присутствие в гранитах двух генераций

| Компонент                      | Промежуточные |         | Комплекс рудогорских гранитов |                  |                  |                              | Граниты региона в целом |
|--------------------------------|---------------|---------|-------------------------------|------------------|------------------|------------------------------|-------------------------|
|                                | Фаза I        | Фаза II | ГФ                            | ФДИ <sub>1</sub> | ФДИ <sub>2</sub> | Измененные                   |                         |
|                                |               |         | Крупнозернистые порфировидные | Среднезернистые  | Мелкозернистые   | От мелко- до крупнозернистых |                         |
|                                |               |         | 6                             | 7                | 8                | 9                            |                         |
| SiO <sub>2</sub>               | 73,8          | 74,0    | 74,8                          | 73,4             | 74,5             | 73,4                         | 72,65                   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,17          | 0,18    | 0,10                          | 0,08             | 0,06             | 0,03                         | 0,19                    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,5          | 13,7    | 13,5                          | 13,8             | 14,1             | 14,4                         | 13,92                   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,5           | 0,3     | 0,3                           | 0,55             | 0,2              | 0,2                          | 0,59                    |
| FeO                            | 0,7           | 1,5     | 1,0                           | 1,2              | 0,9              | 0,95                         | 1,34                    |
| MnO                            | 0,02          | 0,03    | 0,02                          | 0,06             | 0,03             | 0,04                         | 0,06                    |
| MgO                            | 0,22          | 0,30    | 0,15                          | 0,15             | 0,13             | 0,17                         | 0,42                    |
| CaO                            | 0,5           | 0,5     | 0,45                          | 0,6              | 0,4              | 0,6                          | 0,84                    |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,7           | 3,2     | 3,5                           | 3,5              | 3,5              | 3,9                          | 3,12                    |
| K <sub>2</sub> O               | 5,0           | 4,4     | 4,6                           | 4,2              | 4,6              | 3,5                          | 4,63                    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,35          | 0,27    | 0,24                          | 0,39             | 0,39             | 0,5                          | 0,27                    |
| ΣH <sub>2</sub> O              | 0,9           | 0,75    | 0,75                          | 0,7              | 0,6              | 0,6                          | —                       |
| Число проб                     | 4             | 10      | 16                            | 28               | 12               | 20                           | 144*                    |

мусковита—крупночешуйчатого позднемагматического, частично замещающего биотит, и мелкочешуйчатого метасоматического в грейзенизированных разновидностях [233, 236]. Среди аксессуарных в горских гранитах преобладают апатит и циркон, присутствуют турмалин, анатаз, топаз, гранат. В рудогорских гранитах главными являются позднемагматические топаз и флюорит, менее распространены апатит, циркон, турмалин, анатаз, присутствуют гранат и касситерит. Во всех разновидностях гранитоидов отмечаются андалузит и кордиерит.

Петрохимия гранитоидов Рудных Гор. Граниты Рудных гор представлены нормальными по щелочности, кислыми и ультракислыми (рудогорские), пересыщенными глиноземом разновидностями (табл. 39, рис. 44). Горские граниты дифференцируются от нормальных биотитовых адамеллитов до ультракислых лейкогранитов (ФДИ<sub>2</sub>), состав которых идентичен составу рудогорских интрузий. Состав последних, в отличие от горских в процессе дифференциации (ГФ—ФДИ) практически не меняется. Глиноземистость всех разновидностей гранитов Рудных Гор резко повышена. Они характеризуются также очень устойчивым соотношением щелочей: содержания натрия в них относительно кларковского уровня слабо пониже-

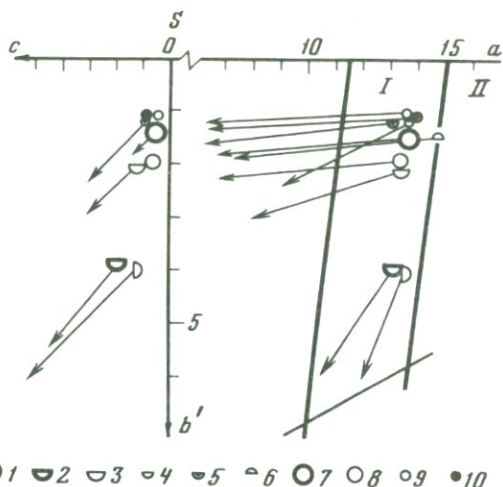


Рис. 44. Петрохимическая диаграмма гранитов Рудных Гор  
 1 – реликтовые граниты; 2–5 – горский комплекс: 2 – адамеллиты ГФ, 3 – граниты ФДИ<sub>1</sub>, 4 – граниты ФДИ<sub>2</sub>, 5 – граниты двуслюдяные переходные; 6 – промежуточный комплекс, граниты двуслюдяные; 7–10 – рудогорский комплекс: 7 – лейкограниты ГФ, 8 – лейкограниты ФДИ<sub>1</sub>, 9 – лейкограниты ФДИ<sub>2</sub>, 10 – граниты измененные альбитизированные; I–II – поля: I – гранитов, II – щелочных гранитов; заштрихованы точки среднего состава гранитов Рудных Гор; цифры на диаграмме соответствуют номерам колонок анализов в табл. 40

ны, содержания калия заметно повышены (рис. 45). Только в метасоматически измененных разностях концентрации натрия увеличиваются до кларкового уровня, а содержания калия резко сокращаются (альбитизация). Избытки вынесенного калия фиксируются в телах штокшейдеров, широко развитых в экзоконтактовых зонах альбитизированных и грейзенизированных гранитов купольной фации.

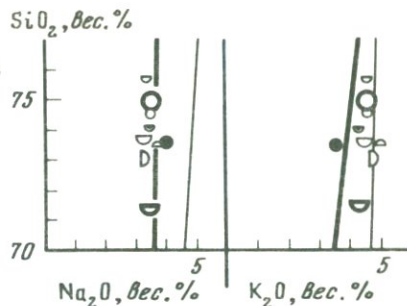
**Состав слюд.** Темные слюды [243, 259, 26] представлены исключительно высокоглиноземистыми, с низким содержанием магния модификациями (табл. 40 рис. 34). В едином процессе дифференциации интрузий Рудных Гор глиноземистость и железистость слюд прогрессивно возрастают. Предельное значение глиноземистости для сидерофиллита ( $l = 28,5$ ) достигается в биотитах переходных и промежуточных гранитов. В рудогорских гранитах глиноземистость темных слюд (литиевых биотитов, протолитионитов) значительно выше. Состав слюд рудогорских гранитов и связанных с ними пегматитовых шширов и грейзенов идентичен ([243], табл. 40).

На диаграмме рис. 34 точки слюд Рудных Гор попадают в поле рудоносных гранитов, характеризующихся низкотемпературными условиями кристаллизации, с повышенной активностью воды и пониженной – калия, и размещаются в двух группах, соответствующих горским и рудогорским (наиболее низкотемпературным) гранитам, что согласуется с их отнесением к разным комплексам.

**Редкоэлементный состав гранитов.** Как однозначно следует из данных табл. 41 все граниты Рудных Гор являются редкометалльными. Горские адамеллиты представляют типичные редкометалльные граниты с низким уровнем накопления фтора и по геохимическим особенностям

Рис. 45. Соотношение  $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$  в гранитах Рудных Гор

Условные обозначения те же, что и на рис. 44



полностью параллелизуются с адамеллитами ГФ кукульбейского комплекса Забайкалья (см. табл. 16), что особенно хорошо видно из сопоставления элементных формул этих гранитов (табл. 42).

Рудогорские граниты ГФ по геохимической характеристике являются типичными ультраредкометальными с очень высокими содержаниями фтора и редких элементов при стабильно повышенном содержании бора. По уровню накопления гранитофильных элементов (см. табл. 41) они могут быть сопоставлены в Забайкалье лишь с гранитами купольной фации ГФ, слагающими очень небольшие (до нескольких  $\text{км}^2$ ) купольные выступы, тогда как в Рудных Горах рудогорскими гранитами сложен на 2/3 ( $\sim 300 \text{ км}^2$ ) Нейдек-Айбенштоковский массив. Учитывая общую распространенность рудогорских гранитов по данным бурения (см. рис. 42), можно сделать вывод, что по объему интрузивные массы рудогорских ультраредкометальных гранитов являются уникальными, превышающими на несколько порядков объемы аналогичных гранитов в Забайкалье и значительно превосходящими объем ультраредкометальных гранитов в провинции Балтийского щита. В купольных выступах рудогорских гранитов ГФ, с которыми непосредственно ассоциирует большинство крупных месторождений, концентрации гранитофильных элементов еще более возрастают (табл. 42).

Слюдяные граниты Рудных Гор также характеризуются повышенными концентрациями олова и других гранитофильных элементов (которые наиболее высоки в слюдах рудогорских гранитов), что подтверждает принадлежность всех гранитов региона к потенциально рудоносным (табл. 43).

Сделанные выводы полностью подтверждаются данными диаграммы рис. 36, фиксирующей избыточность концентраций главных гранитофильных элементов в дифференциатах горских гранитов и экстремально высокие концентрации их в рудогорских, отражающие высокую степень потенциальной рудоносности последних. Диаграмма также показывает, что двуслюдяные гнейсограниты ортогнейсового субстрата характеризуются по сравнению с горскими гранитами гораздо более низким уровнем накопления гранитофильных элементов.

На диаграмме рудоносности (см. рис. 35) точки ГФ горских гранитов располагаются в нижней части поля рудоносных гранитов. Как показано для Забайкалья (гл. 1), рудоносность таких интрузий реализуется только при условии их дифференциации и проявляется преимущественно в формировании кварц-вольфрамового оруденения, связанного непосредствен-

Таблица 40

Средний химический состав (в вес.%) темных слюд гранитов Рудных Гор, по [259]

| Компонент<br>и числовые<br>характери-<br>стики | Комплекс горских гранитов                         |                                     |                          |  |                          |                                     |
|--|---|-------------------------------------|--------------------------|--|--------------------------|-------------------------------------|
|  | Кирхбергский массив                               |                                     |                          | Бергенский массив  |                          | Рандмасси-<br>вы                    |
|  | ГФ  | ФДИ <sub>1</sub>                    | ФДИ <sub>2</sub>         | Переходные   |                          | ФДИ <sub>1</sub>                    |
|  | Крупно-<br>зерни-<br>стые пор-<br>фировид-<br>ные | Мелко-<br>средне-<br>зерни-<br>стые | Мелко-<br>зерни-<br>стые | Средне-<br>зерни-<br>стые пор-<br>фировид-<br>ные дву-<br>слюдяные | Мелко-<br>зерни-<br>стые | Мелко-<br>средне-<br>зерни-<br>стые |
| SiO <sub>2</sub>                               | 34,3  | 34,5                                | 34,5                     | 34,0   | 33,2                     | 33,8                                |
| TiO <sub>2</sub>                               | 3,6   | 3,3                                 | 2,8                      | 2,6  | 2,6                      | 3,43                                |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                 | 15,8  | 16,8                                | 17,6                     | 17,3   | 18,6                     | 18,05                               |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                 | 9,2   | 7,5                                 | 7,6                      | 7,2  | 8,5                      | 7,80                                |
| FeO  | 13,0  | 13,5                                | 17,1                     | 14,7   | 15,5                     | 14,72                               |
| MnO  | 0,58  | 0,6                                 | 0,46                     | 0,75   | 0,85                     | 0,48                                |
| MgO  | 8,7   | 7,5                                 | 4,9                      | 5,1  | 6,3                      | 7,82                                |
| CaO  | 1,4   | 1,1                                 | 1,6                      | 1,6  | 0,75                     | 1,88                                |
| Na <sub>2</sub> O                              | 0,2   | 0,25                                | 0,19                     | 0,40   | 0,21                     | 0,22                                |
| K <sub>2</sub> O                               | 7,4   | 7,6                                 | 7,0                      | 6,9  | 7,0                      | 6,53                                |
| Li <sub>2</sub> O                              | 0,23  | 0,46                                | 0,54                     | 0,50   | 0,38                     | 0,23                                |
| F  | 1,08  | 1,40                                | 1,30                     | 1,02   | 1,34                     | 0,71                                |
| S  | 1,83  | 1,75                                | 1,66                     | 1,67   | 1,50                     | 1,59                                |
| m  | 1,62  | 1,50                                | 1,06                     | 1,24   | 1,30                     | 1,41                                |
| M  | 0,41  | 0,37                                | 0,26                     | 0,29   | 0,32                     | 0,39                                |
| f  | 57,5  | 62,6                                | 73,0                     | 70,0   | 67,0                     | 61,0                                |
| l  | 22,5  | 23,5                                | 25,0                     | 25,6   | 25,4                     | 25,0                                |
| Число проб                                     | 6   | 5                                   | 1                        | 6  | 2                        | 6                                   |

\* По [243]

но с купольной фацией мусковитовых гранитов. Эти положения подтверждаются данными по Рудным Горам, в которых вольфрамитовая минерализация связана с фацией двуслюдяных "переходных" гранитов горского комплекса (Бергенский массив, рис. 43; [258]). Особенностью дифференциации горских гранитов является отсутствие признаков интенсивного накопления в дифференциатах (ФДИ<sub>1</sub>-ФДИ<sub>2</sub>) фтора, благодаря чему они могут квалифицироваться лишь как ограниченно рудоносные.

Диаграмма рис. 35 фиксирует интенсивную потенциальную рудоносность гранитов ГФ рудогорского комплекса, реальная рудоносность которых реализуется в связи с гранитами купольной фации (наиболее про-

|       | Рандмасси-<br>вы | Промежу-<br>точные                                    | Комплекс рудогорских гранитов |                           |                          |          |         |
|-------|------------------|---|-------------------------------|---------------------------|--------------------------|----------|---------|
|       |                  |   | Айбенштоковский массив        |                           |                          | Крупка   |         |
|       | Переход-<br>ные  | Мелко-<br>средне-<br>зерни-<br>стые, дву-<br>слюдяные | ГФ                            | ФДИ <sub>1</sub>          | ФДИ <sub>2</sub>         | Пегматит | Грейзен |
|       |                  |   | Крупно-<br>зерни-<br>стые     | Средне-<br>зерни-<br>стые | Мелко-<br>зерни-<br>стые |          |         |
| 35,28 | 34,94            | 37,29   | 38,28                         | 40,20                     | 38,14                    | 42,41    |         |
| 2,02  | 2,68             | 1,39  | 1,11                          | 0,86                      | 0,61                     | 0,06     |         |
| 21,10 | 19,80            | 22,30   | 22,37                         | 21,69                     | 21,44                    | 22,31    |         |
| 8,94  | 5,76             | 4,05  | 4,08                          | 3,26                      | 2,58                     | 2,59     |         |
| 12,76 | 17,18            | 16,50   | 15,13                         | 13,39                     | 18,45                    | 14,00    |         |
| 0,41  | 0,27             | 0,27  | 0,29                          | 0,23                      | 0,60                     | 0,36     |         |
| 4,90  | 2,94             | 2,07  | 1,63                          | 1,73                      | 2,16                     | 0,19     |         |
| 1,58  | 0,99             | 0,84  | 0,94                          | 1,06                      | 0,25                     | 0,74     |         |
| 0,21  | 0,23             | 0,30  | 0,22                          | 0,22                      | 0,23                     | 0,23     |         |
| 5,60  | 7,69             | 8,84  | 8,93                          | 9,34                      | 7,68                     | 8,49     |         |
| 0,35  | 0,75             | 1,06  | 1,64                          | 1,88                      | 1,32                     | 2,03     |         |
| 0,96  | 1,72             | 3,17  | 4,00                          | 4,89                      | 3,75                     | 4,37     |         |
| 1,45  | 1,50             | 1,44  | 1,46                          | 1,71                      | 1,50                     | 1,61     |         |
| 1,09  | 0,99             | 0,77  | 0,70                          | 0,67                      | 0,81                     | 0,57     |         |
| 0,30  | 0,19             | 0,15  | 0,13                          | 0,16                      | 0,16                     | 0,05     |         |
| 69,5  | 81,5             | 85,0  | 87,0                          | 83,3                      | 84,5                     | 94,7     |         |
| 28,3  | 28,5             | 31,3  | 31,7                          | 30,0                      | 30,1                     | 31,6     |         |
| 5     | 5                | 15  | 6                             | 7                         | 2*                       | 3*       |         |

дуктивны) и реже в формировании продуктивных штокверковых зон инфильтрационных грейзенов в гранитах ГФ [258].

**Генетические особенности и рудоносность интрузий Рудных Гор.** Регион Рудных Гор уникален. Развитие гранитного магматизма в нем началось с формирования в Рудогорской антиклинальной пара-ортогнейсовой структуре очень крупной интрузии горских редкометальных гранитов, исходным субстратом для которых могли служить толщи гранитизированных кристаллических сланцев и гранитогнейсов. Формирование интрузий, судя по повышенным концентрациям в гранитах бора, олова, редких щелочей, происходило, очевидно, под интенсивным воздействием потоков флюидов

Таблица 41

Средний редкоэлементный состав главных дифференциатов гранитных интрузий Рудных Гор по [236, 74]

| Элемент    | Реликтовые гранодиориты двуслюдяные гнейсовидные | Комплекс горских гранитов  |                  |                              |                                   |
|------------|--|----------------------------|------------------|------------------------------|-----------------------------------|
|            |  | ГФ                         | ФДИ <sub>1</sub> | ФДИ <sub>2</sub>             | Переходные                        |
|            |  | Биотитовые крупнозернистые | Среднезернистые  | Лейкокраповые мелкозернистые | Двуслюдяные мелко-среднезернистые |
| 1          | 2  | 3                          | 4                | 5                            |                                   |
| Na, %      | 2,4  | 2,5                        | 2,4              | 2,5                          | 2,6                               |
| K          | 3,9  | 3,6                        | 3,8              | 3,8                          | 3,5                               |
| F          | 0,065  | 0,10                       | 0,10             | 0,05                         | 0,10                              |
| Li, г/т    | 70   | 110                        | 190              | 90                           | 90                                |
| Rb         | 190  | 220                        | 340              | 400                          | 400                               |
| Cs         | Нет данных                                       | 20                         | 20               | 20                           | 30                                |
| Be         | 2  | 5                          | 6                | 6                            | 7                                 |
| Sr         | 120  | 220                        | 90               | 10                           | 45                                |
| Ba         | 550  | 660                        | 220              | 60                           | 220                               |
| B          | 37   | 27                         | 34               | 23                           | 36                                |
| Sn         | 5  | 9                          | 11               | 6                            | 15                                |
| W          | Нет данных                                       | 4,8                        | 4,7              | 4,7                          | 6,2                               |
| Zn         | То же  | 41                         | Нет данных       | Нет данных                   | 60                                |
| Pb         | 23   | 34                         | 41               | 44                           | 32                                |
| K/Rb       | 205  | 164                        | 112              | 95                           | 88                                |
| Ba/Rb      | 2,9  | 3,3                        | 0,65             | 0,15                         | 0,55                              |
| Число проб | 40   | 52                         | 24               | 36                           | 42                                |

глубинного происхождения. В отличие от Забайкалья развитие редкометалльного палингенного корового магматического очага не прекратилось после внедрения расплавов в верхний структурный этаж и формирования гипабиссальных интрузий горских гранитов, а продолжалось и было возобновлено после значительного временного перерыва (~ 50 млн. лет) внедрением громадных масс интенсивно обогащенных летучими и редкими элементами расплавов гипабиссальных интрузий ультраредкометалльных рудогорских гранитов. Таким образом, интрузии горских и рудогорских гранитов представляют, исходя из очевидных петролого-геохимических признаков их генетического родства, две последовательные интрузивные мегафазы единого и длительного развивавшегося и дифференцировавшегося глубинного магматического очага [182], разделенные во времени субфазой субвулканических и интрузивных (промежуточные граниты) производных этого же очага. Поэтому отнесение горских и рудогорских гранитов и к мегафазам и к последовательным интрузивным комплексам в равной степени правомочно.

Г. Тишендорф [258] рассматривает интрузии горских гранитов в качестве предшественников ("предтечи") рудогорских, которые он считает

| Промежуточные              |                            | Комплекс рудогорских гранитов |                           |                           |      | Циннвальдит-содержащие |
|----------------------------|----------------------------|-------------------------------|---------------------------|---------------------------|------|------------------------|
| I фаза                     | II фаза                    | ГФ                            | ФДИ <sub>1</sub>          | ФДИ <sub>2</sub>          |      |                        |
| Двуслюдяные тонкозернистые | Двуслюдяные мелкозернистые | Биотитовые крупнозернистые    | Биотитовые мелкозернистые | Биотитовые тонкозернистые |      |                        |
| 6                          | 7                          | 8                             | 9                         | 10                        | 11   |                        |
| 2,7                        | 2,4                        | 2,6                           | 2,6                       | 2,6                       | 2,9  |                        |
| 4,2                        | 3,7                        | 3,8                           | 3,5                       | 3,8                       | 3,25 |                        |
| 0,20                       | 0,28                       | 0,56                          | 0,64                      | 0,70                      | 1,10 |                        |
| 190                        | 240                        | 410                           | 630                       | 600                       | 1020 |                        |
| 460                        | 550                        | 900                           | 1300                      | 1200                      | 1700 |                        |
| 65                         | 50                         | 75                            | 95                        | 95                        | 80   |                        |
| 7                          | 11                         | 10                            | 11                        | 11                        | 7    |                        |
| 30                         | 15                         | 15                            | 10                        | 10                        | 15   |                        |
| 180                        | 130                        | 100                           | 50                        | 40                        | 60   |                        |
| 45                         | 53                         | 32                            | 30                        | 42                        | 32   |                        |
| 35                         | 29                         | 23                            | 43                        | 42                        | 38   |                        |
| 8,3                        | 8,0                        | 11,3                          | 11,3                      | 11,4                      | 12,7 |                        |
| 23                         | 26                         | 21                            | 81                        | 46                        | 57   |                        |
| 30                         | 24                         | 20                            | 20                        | 18                        | 14   |                        |
| 91                         | 67                         | 42                            | 27                        | 32                        | 19   |                        |
| 0,39                       | 0,24                       | 0,11                          | 0,04                      | 0,03                      | 0,07 |                        |
| 12                         | 24                         | 48                            | 52                        | 54                        | 72   |                        |

единственно рудоносными. Этот вывод, в целом справедливый для региона (хотя, как указывалось, часть интрузий "предшественников", по данным самого Г. Тишендорфа, также рудоносна), тем не менее является частным. В Забайкалье все оруденение связано с дифференциатами интрузий гранитов, полностью идентичных "предшественникам", условием реализации потенциальной рудоносности которых являлась их камерная дифференциация. Массивы, отвечающие по своей геохимической характеристике оловянным гранитам, по Г. Тишендорфу, в Забайкалье представляют редко встречающиеся и локальные по объему тела ультраредкометалльных гранитов, представляющие ЗФ интрузий все тех же "предшественников". Вполне естественно, что такие тела сопровождаются продуктивным оловянным оруденением (Этыкинский шток, кварцевые порфиры сопки Большой Шерловогорской системы), но это далеко не единственный путь реализации потенциальной рудоносности интрузий редкометалльных, соответствующих "предшественникам" гранитов.

Ультраредкометалльный характер гранитов рудогорских интрузий Рудных Гор и их громадные объемы прямо коррелируются с уникальной продуктивностью региона, выражающейся в наличии крупных оловяно-

Таблица 42

Сравнительная геохимическая характеристика редкометалльных гранитов Забайкалья и Рудных Гор ЧССР в элементных формулах

| Регион      | Комплекс             | Фаза                  | Элементная формула   | Индекс концентрации |
|-------------|----------------------|-----------------------|--|---------------------|
| Забайкалье  | Кукульбейский        | ГФ                    | $\frac{\text{Sn } 3,1 - \text{Li } 2,5 - \text{Be } 2,2 - \text{B } 2,1 - \text{F } 1,9 - \text{W } 1,8 - \text{Rb } 1,7 - \text{Pb } 1,5}{\text{Sr } 0,6 - \text{Ba } 0,6}$   | + 8,8               |
|             | Шерлогогорский купол | Купольная фация<br>ГФ | $\frac{\text{W } 8,7 - \text{Sn } 8,3 - \text{F } 6,9 - \text{B } 3,3 - \text{Li } 3,0 - \text{Rb } 2,9 - \text{Be } 2,7 - \text{Pb } 2,0}{\text{Sr } 0,15 - \text{Ba } 0,15}$ | + 29,8              |
| Рудные Горы | Горские              | ГФ                    | $\frac{\text{W } 3,2 - \text{Sn } 3,0 - \text{Li } 2,7 - \text{B } 1,8 - \text{Be } 1,7 - \text{Pb } 1,7 - \text{F } 1,3 - \text{Rb } 1,3}{\text{Sr } 0,8 - \text{Ba } 0,8}$   | + 8,7               |
|             |                      | ГФ                    | $\frac{\text{Li } 10,2 - \text{Sn } 7,7 - \text{W } 7,5 - \text{F } 7,0 - \text{Rb } 5,3 - \text{Be } 3,3 - \text{B } 2,1}{\text{Sr } 0,1 - \text{Ba } 0,1}$                   | + 36,1              |
|             | Рудогорские          | ФДИ <sub>1</sub>      | $\frac{\text{Li } 15,8 - \text{Sn } 14,3 - \text{F } 8,0 - \text{Rb } 7,6 - \text{W } 7,6 - \text{Be } 3,6 - \text{B } 2,0}{\text{Sr } 0,03 - \text{Ba } 0,06}$                | + 51,9              |
|             |                      | Купольная фация<br>ГФ | $\frac{\text{Li } 25,5 - \text{F } 13,8 - \text{Sn } 12,6 - \text{Rb } 10,0 - \text{W } 8,5 - \text{Be } 2,3 - \text{B } 2,1}{\text{Sr } 0,05 - \text{Ba } 0,08}$              | + 67,8              |

ных месторождений, часть из которых ожидают пока своей очереди освоения ввиду неблагоприятных технических показателей руд (очень мелкий касситерит в циннвальдитовых грейзенах-цвиттерах), а часть, связанная со скрытыми куполами, все еще продолжает открываться [205]. Поэтому в отношении ультраредкометалльных гранитов правильнее говорить не просто о рудоносности, а об их интенсивной рудоносности.

Из рассмотренных по Чешскому массиву материалов следует, что две главные металлогенические провинции региона — оловорудная Рудных Гор и Среднечешская золоторудно-сульфидная — связаны с гранитными расплавами соответственно корового и глубинного (дурбахиты) происхождения.

### Корнуэльская провинция Юго-Западной Англии

Провинция в течение многих веков служила для Старого Света основным поставщиком олова, являясь одной из самых продуктивных (если не самой богатейшей) оловорудной провинцией мира.

Полуостров Корнуэлл (известный также под названием Корнубийского) сложен интенсивно дислоцированными песчано-сланцевыми с прослоями известняков и вулканитов толщами девона и карбона, прорванными массивами гранитов, представляющими по геофизическим данным выступы громадной Корнубийской интрузии. Интрузия приурочена к крупной антиклинали, вытянута в восток-северо-восточном направлении на 220 км при ширине в 50—150 км и мощности от 8 до 20 км (рис. 46 [224, 225]). Общая площадь обнажающихся гранитов составляет около 1400 км<sup>2</sup>, или 12% от площади надкровлевой зоны интрузивной системы. Площадь отдельных массивов интрузии изменяется от 750 км<sup>2</sup> (Дортмур) до 200—130 км<sup>2</sup> и небольших куполов в 1—15 км<sup>2</sup>. Массивы окружены интенсивными ореолами ороговикования и сложены биотитовыми порфиroidными и протолитионитовыми адамеллитами и лейкогранитами, возраст которых составляет 300—280 млн. лет (верхний карбон, K/Ar, Rb/Sr, U/Pb методы [224]). Завершающий этап развития интрузивной системы связан с внедрением даек эльванов — существенно калиевых, топаз- и турмалинсодержащих кварцевых порфиров и фельзитов, образующих пояс значительной протяженности, положение которого, как полагают, фиксирует гребень интрузивной системы [148]. Возраст эльванов составляет 269 ± 8 млн. лет (Rb/Sr метод [225]). Главная часть эльванов локализуется в экзоконтактных зонах гранитных массивов, менее распространены дайки эльванов в гранитах. Судя по спутниковому размещению большинства эльвановых даек по отношению к гранитным массивам, т. е. купольным выступам интрузии, они представляют дифференциаты ее глубинных остаточных очагов.

Главному и завершающему (эльвановому) этапам развития Корнубийской интрузивной системы соответствуют два этапа рудообразования [238]. С гранитами ГФ связано формирование оруденения касситерит-вольфрамит-кварцевой формации преимущественно прожилково-грейзенового (штокверки), а также жильного типов, в котором главную роль играет вольфрамитовая минерализация. Оруденение этой формации локализуется главным образом в апикальных эндоконтактных (200 м) зонах

Таблица 43

Редкоэлементный состав слюд гранитов Рудных Гор, по [261]

| Комплекс      | Фаза                                 | Разновидности слюд                   | Содержание элементов |      |      |
|---------------|--------------------------------------|--------------------------------------|----------------------|------|------|
|               |                                      |                                      | %                    |      |      |
|               |                                      |                                      | K                    | F    | Li   |
| Горские       | ГФ                                   | Биотит железисто-магнезиальный       | 6,1                  | 0,67 | 1000 |
|               |                                      |                                      | 6,9                  | 0,27 | 810  |
|               | ФДИ <sub>1</sub><br>ФДИ <sub>2</sub> | Биотит железистый<br>Биотит литиевый | 6,3                  | 1,26 | 2300 |
|               |                                      |                                      | 5,8                  | 1,09 | 2800 |
|               |                                      |                                      |                      |      |      |
| Промежуточные | I фаза                               | Сидерофиллит литиевый                |                      | 1,58 | 3200 |
|               | II фаза                              | То же                                | 6,4                  | 1,78 | 2700 |
| Рудогорские   | ГФ                                   | Протолитионит                        | 7,4                  | 3,05 | 4700 |
|               |                                      |                                      | 7,1                  | 2,20 | 4200 |
|               | ФДИ <sub>1</sub><br>ФДИ <sub>2</sub> | То же<br>Протолитионит-циннвальдит   | 7,4                  | 4,76 | 8000 |
|               |                                      |                                      | 7,7                  | 4,82 | 9500 |

\* По данным автора.

Примечание: (—) нет данных.

небольших сателлитовых гранитных куполов и редко переходит в их экзоконтактовую область. Из 12 обнажающихся куполов в трех известно грейзеновое прожилково-штокверковое касситерит-вольфрамитовое оруденение со средним содержанием полезных компонентов в 0,2%, а в четырех куполах предполагается уничтожение существовавшего оруденения эрозией. Формирование даек зльванов сопровождалось развитием самого продуктивного [148, 224] оруденения касситерит-силикатно-сульфидной формации, в котором главную роль играют касситерит и сульфиды меди при подчиненном значении вольфрамита, сульфидов железа, полиметаллов и др. Соответственно главное рудоконтролирующее значение для оруденения этой формации имеет пояс зльванов. Более поздний характер этого оруденения однозначно доказывается пересечением вольфрамитового штокверка в куполе Клингга Хид касситерит-халькопирит-кварцевыми жилами [238].

Общее количество добытого в провинции олова оценивается в 2 млн. тонн, в том числе около миллиона тонн на месторождении Далкоатс [137]. В последние годы в регионе разведано месторождение Уил-Джейн с запасами около 70 тыс. тонн олова и средним содержанием 1,25% [241].

Из массивов провинции более подробно изучен *Трегонинг-Годолфин* (~ 15 км<sup>2</sup> [254]), сложенный мелко-среднезернистыми порфиридовыми двуслюдяными турмалиносодержащими годолфинскими (северная, 1/3 часть площади массива) и среднезернистыми протолитионитовыми трегонинскими гранитами, представляющими, очевидно, раннюю и позднюю субфазы ГФ. Кроме того, выделяются граниты "комплекса кровли" мощностью в 25–50 м, представленного полосчатыми лейкогранитами и аплитами с

| Содержание элементов |     |     |    |     |    |     | Li/Rb | Число проб |
|----------------------|-----|-----|----|-----|----|-----|-------|------------|
| г/г                  |     |     |    |     |    |     |       |            |
| Rb                   | Cs  | Be  | B  | Sn  | W  | Zn  |       |            |
| 740                  | 40  | —   | —  | 117 | —  | —   | 1,35  | 20         |
| 700                  | 75  | 3   | 9  | 70  | 13 | 380 | 1,16  | 2*         |
| 1130                 | 110 | —   | —  | 210 | —  | —   | 2,03  | 12         |
| 915                  | 110 | —   | —  | 300 | —  | —   | 3,05  | 5          |
| 1720                 | 110 | —   | —  | 155 | —  | —   | 1,76  | 3          |
| 1570                 | 150 | —   | —  | 170 | —  | —   | 1,72  | 6          |
| 4150                 | 420 | —   | —  | 325 | —  | —   | 1,13  | 19         |
| 3600                 | 700 | 4,2 | 20 | 100 | 30 | 550 | 1,17  | 2*         |
| 6440                 | 560 | —   | —  | 340 | —  | —   | 1,24  | 20         |
| 6640                 | 590 | —   | —  | 385 | —  | —   | 1,43  | 11         |

телами шпировых пегматитов, слагающими отдельные апикальные части массива и пластовые залежи в роговиках экзоконтакта. "Комплекс кровли" является типичной субфазой пегматитоносных гранитов, содержащих 9,7% литиевой слюды, 0,8% турмалина и 3,9 топаза и представляющих обогащенную литием и фтором разновидность трегонинских гранитов с еще более резким преобладанием альбита (39%) над калишпатом (19%).

Согласно Д.В. Рундквисту [148], аналогичным строением характеризуется массив *Аустелл*, восточная меньшая часть которого сложена биотитовыми порфиридовыми гранитами, а большая западная часть — протолитионитовыми гранитами, представляющими по аналогии с массивом Трегонинг-Годолфин раннюю и позднюю субфазы ГФ. Среди протолитионитовых гранитов в массиве Аустелл выделяется участок рудоносных мелкозернистых литиевых и фтористых лейкогранитов.

Купол *Клингга-Хид* (0,15 км<sup>2</sup> [222]), содержащий участки рудоносных грейзенов, сложен среднезернистыми мусковитовыми (14,3%) гранитами купольной фации, характеризующимися резким преобладанием калишпата над альбит-олигоклазом и содержащими 1,3% протолитионита и 1% турмалина.

**Петрохимия гранитоидов.** Граниты ГФ Корнубийской интрузии подобны гранитам Рудных Гор и характеризуются повышенной кремнекислотностью, пониженными содержаниями натрия и повышенными — калия при постоянной пресыщенности глиноземом (табл. 44, рис. 47, 48 [222, 223, 224, 254]). Дифференциация в купольных выступах интрузии приводит к появлению обогащенных натрием и обедненных калием разновидностей, сопровождающихся грейзеновым оруденением. Крайние члены этого ряда представлены

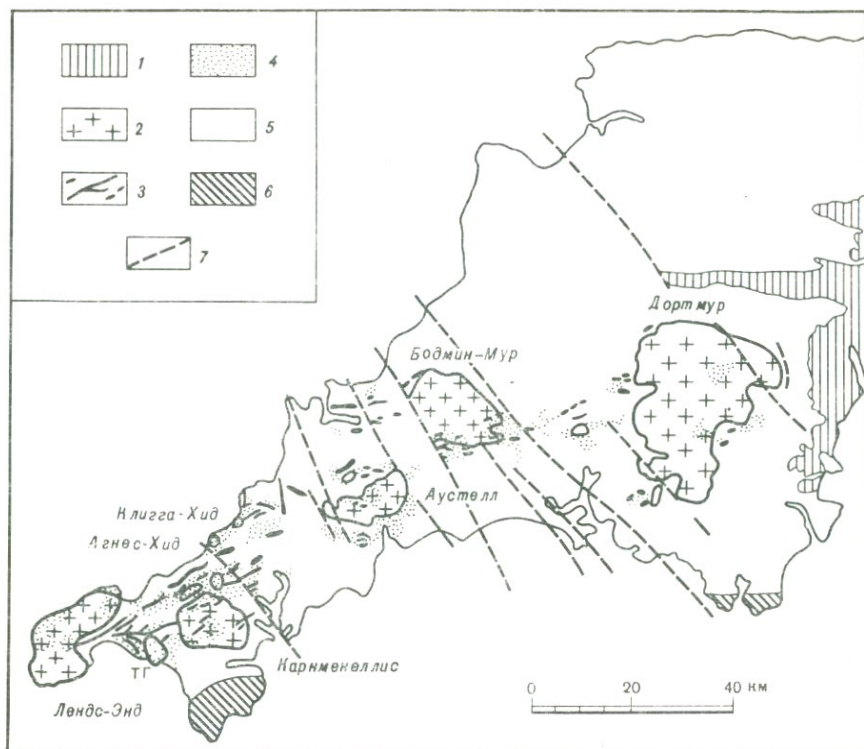


Рис. 46. Геологическая схема п-ва Корнуэлл, по [223, 224, 225]

1 – отложения перми; 2 – гранитные массивы Корнубийской интрузии; 3 – эльваны; 4 – районы интенсивного развития минерализации; 5 – песчано-сланцевые толщи девона-карбона с прослоями известняков, 6 – докембрийские образования; 7 – главные разломы; ТГ – массив Трегонинг-Годолфин

мелко-среднезернистыми литий-фтористыми натриевыми гранитами ("комплекс кровли" купола Трегонинг-Годолфин), являющихся гипабиссальными аналогами онгонитов.

Глубинная дифференциация Корнубийской интрузии приводила к формированию ультраредкометалльных субвулканических пород калиевого ряда – эльванов, обеденность натрием и обогащенность калием которых имеет первичный характер [226]. В процессе формирования эльваны подвергаются, как правило, интенсивной аутометасоматической мусковитизации, приводящей к почти полной потере натрия (0,5–0,1%), что объясняется [226] кристаллизацией эльванов из водонасыщенных расплавов – флюидов, с которыми, очевидно, самым непосредственным образом были связаны постмагматические рудоносные растворы, формировавшие главное промышленное оруденение провинции.

Протолитиониты купола Клигга-Хид [222] имеют тот же состав, что и литивые слюды Цинновецкого купола Восточных Рудных Гор.

**Редкоэлементный состав гранитов.** Граниты ГФ Корнубийской интрузии представлены редкометалльными и ультраредкометалльными разновидностями

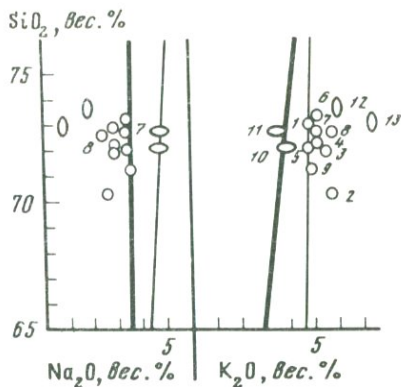
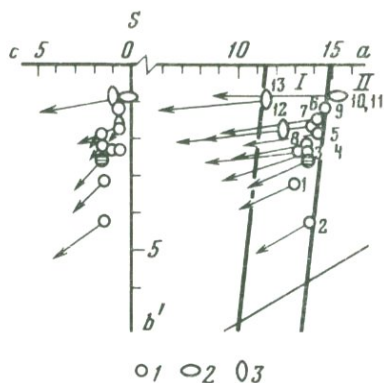


Рис. 47. Петрохимическая диаграмма гранитоидов Корнубийской интрузии  
 1 – граниты ГФ; 2 – альбитизированные легматитоносные граниты (ФДИ); 3 – эльваны (ЗФ); заштрихованы точки среднего состава гранитов; I–II – поля: I – гранитов, II – щелочных гранитов; номера точек на диаграмме соответствуют номерам колонок анализов в табл. 45

Рис. 48. Соотношение  $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$  в гранитах Корнубийской интрузии  
 Условные обозначения те же, что и на рис. 47

ми с умеренными и высокими содержаниями фтора, сочетающимися с экстремально высокими концентрациями бора (табл. 45). В мелкозернистых гранитах купольной субфазы (куполы Клигга-Хид, Трегонинг-Годолфин) содержания фтора, и особенно лития, повышаются до максимальных значений, превышающих концентрации (литий) во всех рассмотренных ранее разновидностях ультраредкометалльных гранитов, включая Рудные Горы. Всем разновидностям гранитов свойственны также высокие концентрации Sn и W [206], которые подтверждаются очень высокими их концентрациями в слюдах-протолигионитах (до 230 г/т Sn и 60–70 г/т W) и мусковитах (до 300 г/т Sn и 100 г/т W, [206]).

В соответствии со сказанным граниты ГФ Корнубийской интрузии характеризуются на диаграмме рис. 36 избыточными концентрациями фтора и лития, а в протолигионитовых гранитах ГФ и мелкозернистых литиевых гранитах купольной субфазы содержания этих элементов и олова (Клигга-Хид) являются резко экстремальными. Таким образом, все геохимические данные однозначно подтверждают принадлежность гранитов Корнубийской интрузии, и особенно ее поздних дифференциатов, к ультраредкометалльным и интенсивно рудоносным.

Избыточные концентрации фтора и бора фиксируются в постоянном присутствии в гранитах интрузии заметных количеств топаза и турмалина, вплоть до образования жильных турмалиновых гранитов – лукзульянитов, которые одними авторами рассматриваются в качестве метасоматических, другими – магматических.

Изложенные материалы показывают, что по своим геохимическим особенностям и исключительно высокой рудоносности Корнубийская интрузия, так же как и граниты Рудных Гор, уникальна. Уровень концентраций бора в гранитах интрузии исключительно высок и несопоставим

Таблица 44

Средний химический состав (в вес. %) гранитоидов Корнубийской интрузии (полуостров Корнуэлл, Англия)

| Компонент                      | Массив Дортмур | Массив Лэндс Энд | Массив Бодмин Мур | Массив Карнмеллис | Массив Сант-Аустелл | Купол Хингстон Даун | Купол Клигга Хид |
|--------------------------------|----------------|------------------|-------------------|-------------------|---------------------|---------------------|------------------|
|                                | 1              | 2                | 3                 | 4                 | 5                   | 6                   | 7                |
| SiO <sub>2</sub>               | 72,88          | 70,17            | 71,86             | 72,16             | 72,04               | 73,18               | 72,73            |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,33           | 0,41             | 0,50              | 0,26              | 0,24                | 0,14                | 0,13             |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13,77          | 15,07            | 14,63             | 14,60             | 14,50               | 14,54               | 14,85            |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,51           | 0,88             | 0,15              | 0,43              | 0,41                | 0,31                | 0,34             |
| FeO                            | 1,87           | 1,79             | 1,26              | 1,49              | 1,15                | 0,75                | 0,94             |
| MnO                            | 0,07           | 0,12             | 0,06              | 0,02              | 0,05                | 0,02                | 0,03             |
| MgO                            | 0,55           | 1,11             | 0,66              | 0,31              | 0,17                | 0,36                | 0,33             |
| CaO                            | 1,16           | 1,13             | 0,87              | 1,23              | 1,32                | 0,68                | 0,42             |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,95           | 2,60             | 2,92              | 2,96              | 3,37                | 3,34                | 3,21             |
| K <sub>2</sub> O               | 4,82           | 5,73             | 5,32              | 5,09              | 4,86                | 5,03                | 5,03             |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,20           | 0,34             | 0,42              | 0,32              | 0,33                | 0,16                | 0,16             |
| H <sub>2</sub> O               | 0,89           | 0,70             | 0,84              | 0,71              | 1,13                | 0,70                | 1,13             |
| F                              | 0,20           | 0,15             | 0,03              | —                 | —                   | 0,10                | 0,38             |
| Число проб                     | 12*            | 1*               | 1*                | 3*                | 4*                  | 2*                  | 2*               |
| Площадь, км <sup>2</sup>       | 750            | 200              | 130               | 180               | 90                  | < 1                 | < 1              |

\*По [223]; \*\* По [254]; \*\*\* По [225]; \* По [253].

вим ни с одной другой из рассмотренных интрузивных систем. Особенно важным обстоятельством является непосредственное участие бора в магматическом процессе, о чем свидетельствуют турмалиновые граниты. Не вызывает сомнения, что высокие концентрации бора способствовали повышенному концентрированию в гранитах других гранитофильных элементов и в значительной мере определили исключительно высокую продуктивность интрузивной системы. Кроме того, высокая продуктивность Рудогорской и Корнубийской интрузивных систем определялась громадными объемами редкометалльных и ультраредкометалльных гранитов и их слабой эродированностью.

#### Провинция Центрального Французского массива

Гранитоиды составляют более 50% общей площади распространения кристаллических пород Центрального Французского массива, остальная часть которого сложена древними кристаллическими сланцами, пара-

| I фаза годолфинские граниты | Купол Трегонинг-Годолфин      |                                  |        | Эльваны                                |   | Граниты провинции в целом |
|-----------------------------|-------------------------------|----------------------------------|--------|--|---|---------------------------|
|                             | II фаза трегонингские граниты | ЗФ субфаза пегматитовых гранитов |        | Карьер Бреннел ЮЗ массива Сант-Аустелл | Шахта Саус Крофти, севернее купола Карн Бри |                           |
|                             |                               | Лейкограниты                     | Аплиты |  |   |                           |
| 8                           | 9                             | 10                               | 11     | 12                                     | 13  | 14                        |
| 72,6                        | 71,1                          | 72,0                             | 72,6   | 73,53                                  | 72,90                                       | 72,08                     |
| 0,24                        | 0,06                          | 0,03                             | 0,03   | 0,19                                   | 0,17  | 0,29                      |
| 14,55                       | 16,11                         | 15,97                            | 15,54  | 14,14                                  | 13,83                                       | 14,25                     |
| 2,06                        | 1,24                          | 0,64                             | 0,77   | 0,48                                   | 0,47  | 0,45                      |
|                             |                               |                                  |        | 0,80                                   | 1,18  | 1,49                      |
| 0,04                        | 0,07                          | 0,11                             | 0,09   | Нет данных                             | Нет данных                                  | 0,06                      |
| 0,35                        | 0,09                          | 0,04                             | 0,08   | 0,34                                   | 0,31  | 0,46                      |
| 0,57                        | 0,59                          | 0,32                             | 0,27   | 0,55                                   | 0,72  | 1,17                      |
| 2,57                        | 3,73                          | 4,59                             | 4,84   | 1,93                                   | 0,69  | 3,11                      |
| 5,68                        | 4,84                          | 3,91                             | 3,66   | 5,94                                   | 7,22  | 5,09                      |
| 0,26                        | 0,50                          | 0,55                             | 0,37   | 0,26                                   | 0,25  | 0,25                      |
| —                           | —                             | —                                | —      | 1,50                                   | 1,57  | 1,28                      |
| 0,15                        | 1,22                          | 1,41                             | 1,30   | 0,16                                   | 0,33  | Нет данных                |
| 2**                         | 10**                          | 6**                              | 7**    | 1***                                   | 1***  | 25**                      |
| ~4                          | 10                            | Незначительна                    |        |  |   | ~1400                     |

ортогнейсами. Гранитоиды массива всеми авторами подразделяются на гранодиориты-адамеллиты и лейкограниты (рис. 49, [22, 210]). Биотитовые кордиеритсодержащие гранодиориты и адамеллиты, обычно порфирированные и огнейсованные (преобладают среди варисских гранитоидов) являются синорогенными (360–340 млн. лет) и образовались в результате длительных (20–80 млн. лет [237]) процессов гранитизации и анатексиса древнего кристаллического субстрата. Содержат в среднем 32% плагиоклаза, 27% калишпата, 10% биотита, 0,5% амфибола, 0,5% кордиерита, 0,2% мусковита и следы пироксена [210]. В северо-западной части Центрального Французского массива они объединяются в тип Гере.

Лейкограниты содержат в среднем 35% кварца, 30% калишпата, 25% плагиоклаза, около 3% биотита, 6,6% мусковита и 0,3% кордиерита [22, 210]. Они локализируются в линейных зонах сочленения блоков массива, отчетливо дискордантны по отношению к древним кристаллическим толщам и формировались в нижнекаменноугольный период (320 млн. лет). По

Таблица 45. Сведения о редкоземельном составе гранитов Корнубийской интрузии

| Массивы, граниты             | Na  | K    | F    |
|------------------------------|-----|------|------|
|                              | %   |      |      |
| Дортмур                      | 2,2 | 4,0  | 0,20 |
| Лендс-Энд                    | 2,0 | 4,8  | 0,17 |
| Бодмин-Мур                   | 2,2 | 4,4  | 0,05 |
| Карнменеллис                 | 2,2 | 4,3  | 0,10 |
| Хингстон-Даун (купол)        | 2,5 | 4,2  | 0,10 |
| Клигга-Хид (купол)           | 2,4 | 4,2  | 0,38 |
| Трегонинг-Годолфин           |     |      |      |
| граниты годолфинские, ГФ     | 1,9 | 4,7  | 0,15 |
| граниты трегонинские, ГФ     | 2,8 | 4,0  | 1,22 |
| пегматитоносные граниты ФДИ  |     |      |      |
| лейкограниты                 | 3,4 | 3,25 | 1,41 |
| аплиты                       | 3,6 | 3,05 | 1,30 |
| Участок Вреннел, эльваны     | 1,4 | 5,0  | 0,16 |
| Участок Саус-Крофти, эльваны | 0,5 | 6,0  | 0,33 |

Таблица 46. Средний химический состав (в вес. %) гранитоидов западной части Центрального Французского массива

| Компонент                      | Лейкограниты автохтонные (глубинные)                             |   |   |   |                              |
|--------------------------------|--|---|---|---|------------------------------|
|                                | Гранодиориты-адамеллиты частью порфиридные и огнейсованные, Гере | биотитовые огнейсованные с силлиманитом (Ля Брам) | биотитовые среднезернистые слабо огнейсованные (Вольри) | биотитовые с мусковитом порфиридные (Шанон) | двуслюдяные крупнозернистые  |
|                                |  |   |   |   | западная часть Сен-Сильвестр |
|                                | 1  | 2   | 3   | 4   | 5                            |
| SiO <sub>2</sub>               | 67,95  | 71,84   | 67,8  | 72,18                                       | 71,82                        |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,49   | 0,27  | 0,56  | 0,23  | 0,22                         |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,61  | 14,68   | 16,9  | 14,74                                       | 14,62                        |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,34   | 2,02  | 2,05  | 1,74  | 1,87                         |
| FeO                            | —  | —   | —   | —   | —                            |
| MnO                            | 0,06   | 0,03  | 0,10  | 0,05  | 0,03                         |
| MgO                            | 1,46   | ~0,50   | 0,68  | ~0,50                                       | 0,36                         |
| CaO                            | 1,89   | 0,73  | 1,46  | 0,69  | 0,57                         |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,22   | 2,97  | 3,37  | 3,40  | 2,88                         |
| K <sub>2</sub> O               | 4,38   | 5,43  | 4,88  | 4,50  | 5,47                         |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | —  | —   | —   | —   | —                            |
| Число проб                     | 187*   | 32*   | 1**   | 157**                                       | 28**                         |

\* По [210]; \*\* По [22].

|      | Li  | Rb  | Sr  | Ba  | B       | Sn        | W  | Источник   |
|------|-----|-----|-----|-----|---------|-----------|----|------------|
|      | г/г |     |     |     |         |           |    |            |
| 120  | —   | —   | —   | —   | 900     | 19,4      | 9  | [223; 206] |
| 510  | —   | —   | —   | —   | —       | 5         | —  | [223]      |
| 130  | —   | —   | —   | —   | 400     | 13,1      | 17 | [223; 206] |
|      |     |     |     |     | 1470    |           |    |            |
| 700  | —   | —   | —   | —   | 430     | 23 (13,5) | 18 | [223; 206] |
| 120  | —   | —   | —   | —   | 300     | —         | —  | [223]      |
| 480  | 700 | 180 | 150 | 840 | 40 (34) | 30 (20)   |    | [222, 206] |
| 200  | —   | —   | —   | —   | 530     | —         | —  | [223, 254] |
| 1300 | —   | —   | —   | —   | 800     | —         | —  | [223, 254] |
| 2400 | —   | —   | —   | —   | 250     | —         | —  | [223, 254] |
| 2000 | —   | —   | —   | —   | 130     | —         | —  | [223, 254] |
| 54   | 420 | 10  | 190 | 140 | —       | —         | —  | [225]      |
| 82   | 700 | 10  | 130 | 200 | —       | —         | —  | [225]      |

| Лейкограниты аллохтонные (гипабиссальные) |  |   |  | Гранодиориты и граниты огнейсованные биотитовые в целом, средневзвешенное по массивам | Лейкограниты двуслюдяные, частью огнейсованные, средневзвешенное по массивам |
|---|--|---|--|---|--|
| двуслюдяные крупнозернистые               | существенно мусковитовые мелкозернистые порфиридные (купол Жоншер) | двуслюдяные равномерно зернистые (массив Блонд) | двуслюдяные разнозернистые (массив Коллет) |   |  |
| центральная часть Сен-Сильвестр           |  |   |  |   |  |
| 6   | 7  | 8   | 9  | 10  | 11   |
| 72,96                                     | 72,55  | 73,61   | 73,13                                      | 67,15   | 72,99  |
| 0,18                                      | 0,12   | 0,13  | 0,02                                       | 0,40  | 0,17   |
| 14,74                                     | 14,62  | 14,75   | 15,00                                      | 15,52   | 14,64  |
| 1,61                                      | 1,57   | —   | 1,18                                       | 1,10  | 0,66   |
| —   | —  | 1,44  | —  | 2,73  | 0,91   |
| 0,03                                      | 0,04   | —   | 0,01                                       | 0,05  | —  |
| 0,26                                      | 0,17   | 0,11  | 1,07                                       | 1,80  | 0,94   |
| 0,40                                      | 0,44   | 0,38  | 0,65                                       | 2,05  | 0,80   |
| 3,06                                      | 3,31   | 4,16  | 3,22                                       | 3,32  | 3,32   |
| 4,81                                      | 4,44   | 4,69  | 4,02                                       | 4,20  | 4,39   |
| —   | —  | н.д.  | н.д.                                       | 0,22  | 0,27   |
| 26**                                      | 2**  | 42**  | 2**  | Нет данных*   |  |

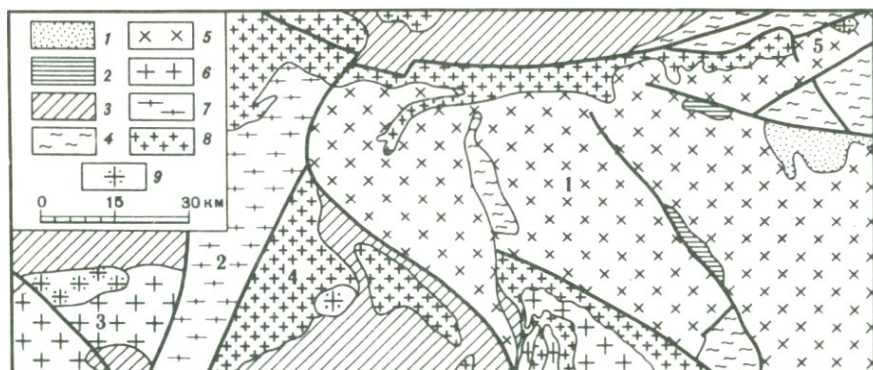


Рис. 49. Геологическая схема западной части Центрального Французского массива, по [22, 210] с упрощением

1 – отложения олигоцена; 2 – образования карбона; 3 – слюдяные сланцы и гнейсы; 4 – анатектиты с кордиеритом; 5 – гранодиориты и граниты с кордиеритом (тип Гере); 6 – граниты биотитовые; 7 – лейкограниты автохтонные (Ля Брам); 8 – лейкограниты параавтохтонные и аллохтонные; 9 – лейкограниты редкометальные  
Цифры на схеме: 1 – плато Гере, 2 – массив Ля Брам, 3 – массив Блонд, 4 – массив Сен-Сильвестр с куполом Жоншер, 5 – купол Коллет с спутником Гранд Рош

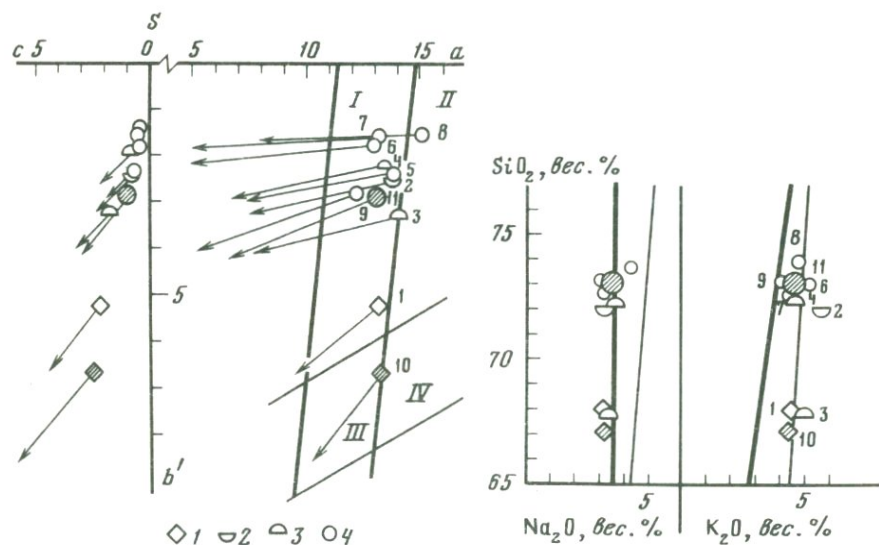


Рис. 50. Петрохимическая диаграмма гранитоидов Центрального Французского массива

1 – гранодиориты-адамеллиты; 2 – лейкограниты глубинные, автохтонные; 3 – лейкограниты глубинные параавтохтонные; 4 – лейкограниты аллохтонные гипабиссальные; I-IV – поля: I – гранитов, II – щелочных гранитов, III – гранодиоритов, IV – граносенитов; заштрихованы точки средних составов; цифры на диаграмме соответствуют номерам колонок анализов в табл. 47

Рис. 51. Соотношение  $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$  в гранитоидах Центрального Французского массива

Условные обозначения те же, что и на рис. 50

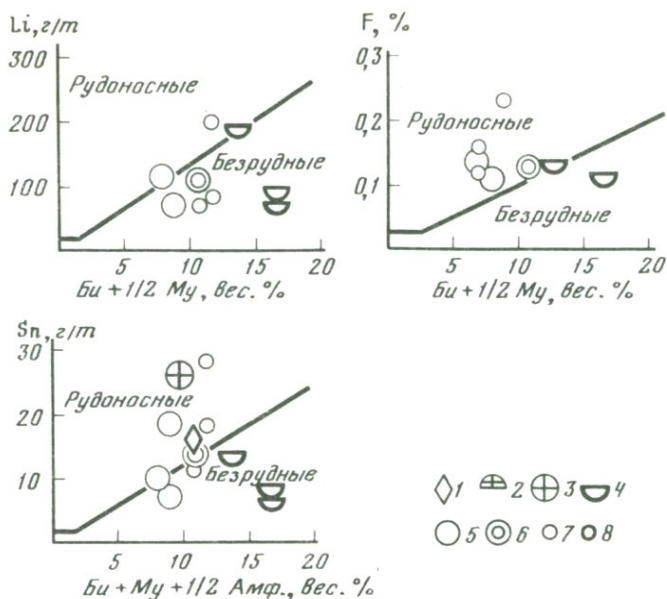


Рис. 52. Диаграмма степени избыточности концентраций элементов в гранитах Центрального Французского массива и Новой Шотландии (Канада)

1-3 - Центральный Французский массив (средние данные): 1 - автохтонные гранодиориты-адамеллиты, 2 - параавтохтонные лейкограниты, 3 - аллохтонные гипабиссальные лейкограниты; 4-8 - Новая Шотландия, Южногорская интрузия: 4 - гранодиориты ГФ, 5 - адамеллиты II фазы, 6 - граниты двуслюдяные II фазы, 7 - лейкограниты ФДИ, 8 - лейкограниты 3Ф

своему характеру лейкограниты неоднородны. Автохтонные огнейсованные лейкограниты зоны Ля Брам (500 км<sup>2</sup> ("батолейкограниты") [22]) тесно ассоциируют с силлиманитовыми ортогнейсами. Вторая группа распространенных лейкогранитов представлена крупными, до 1000 км<sup>2</sup>, линейно вытянутыми массивами по периферии полей гранодиоритов-адамеллитов ("монцолейкограниты" Вольри, Ля Марш, Шанон), с которыми они связаны обычно постепенными переходами [22]. Это обстоятельство, а также наличие в лейкогранитах ориентированных текстур указывает на их принадлежность к частично перемещенным (параавтохтонным) разновидностям.

Двуслюдяные существенно мусковитовые мелко-среднезернистые порфировидные лейкограниты третьей группы ("ксенолейкограниты") образуют типичные гипабиссальные массивы, среди которых самый крупный - Сен-Сильвестр (~300 км<sup>2</sup>), а остальные - средние и небольшие (100-10 км<sup>2</sup>). Характерно зональное строение массивов, выражающееся в смене микроклиновых гранитов внутренней зоны альбит-микроклиновыми и существенно альбитовыми, магматическими [22] гранитами апикальных частей интрузий, с одновременным резким концентрированием редких элементов. Ж. Обер [132] отмечает, что куполы альбитовых и альбит-литнионитовых гранитов формировались на завершающей стадии развития интрузий двуслюдяных лейкогранитов и занимают по отноше-

Таблица 47

Средний редкоэлементный состав гранитов западной части Центрального Французского массива

| Элемент    | Гранодиориты-адамеллиты, частью порфировидные и огнейсованные (Гере) | Лейкограниты автохтонные                          |   | Лейкограниты параавтохтонные                  |                                    | Лейкограниты аллохтонные (гипабиссальные) |  |
|------------|--|---|---|---|------------------------------------|---|--|
|            |  | биотитовые огнейсованные с сйлимани-том (Ля Брам) | биотитовые сйдезернистые слабо огнейсованные (Вольри) | биотитовые с мусковитом порфировидные (Шанон) | двуслюдяные крупно-среднезернистые |   |  |
|            |  |   |   |   | западная часть Сен-Сильвестр       | центральная и восточная Сен-Сильвестр     |  |
|            | 1  | 2   | 3   | 4   | 5                                  | 6   |  |
| Na, %      | 2,4  | 2,2   | 2,5   | 2,5   | 2,1                                | 2,3                                       |  |
| K          | 3,6  | 4,5   | 4,1   | 3,8   | 4,6                                | 4,0                                       |  |
| F          | —  | —   | 0,06  | 0,13  | 0,17                               | 0,34                                      |  |
| Li, г/т    | —  | 130   | 100   | 210   | 240                                | 370                                       |  |
| Rb         | —  | 400   | —   | 300   | —                                  | —   |  |
| Be         | 3,5  | 4   | 10,6  | 5,8   | 12,4                               | 20  |  |
| Sr         | 320  | 50  | 160   | 80  | 30                                 | 25  |  |
| Ba         | 500  | 310   | 530   | 310   | 300                                | 290                                       |  |
| B          | 10   | <20   | 35  | 80  | 28                                 | 39  |  |
| Sn         | ~5   | 8   | 32  | 21  | 21                                 | 42  |  |
| W          | —  | —   | —   | 8,8   | —                                  | —   |  |
| Pb         | 27   | 26  | 40  | 31  | 32                                 | 30  |  |
| Число проб | 30*  | 1**   | 66**  | 133**   | 34**                               | 62**                                      |  |

\* По [210]; \*\* По [22]; с некоторыми дополнениями по [132].

нию к ним чаще сателлитовое положение, размещаясь в зоне ближайших или дальних экзоконтактов. Это свидетельствует о вероятной принадлежности альбитовых гранитов куполов к ЗФ интрузивных систем. Согласно Ж. Ламеру [234], формирование мусковитовых лейкогранитов связано с анатексисом при температурах 700–800° и содержании воды до 7%. Более ранние из них микроклиновые граниты сопровождаются, как и Забайкалье, кварц-вольфрамитовым оруденением [22]. С куполами альбитовых гранитов связаны вольфрамит- и касситерит-кварцевые и кварц-топазовые жилы с касситеритом, а сами граниты представляют практический интерес как комплексные руды Sn, Li, Be, Nb, Ta и могут сопровождаться телами натрий-литиевых и бериллсодержащих пегматитов. В целом в Центральном Французском массиве вольфрамит-кварцевая минерализация преобладает над касситерит-кварцевой, и запасы олова составляют лишь 50 тыс. тонн. В то же время с провинцией связано 10% мировых запасов флюорита капиталистических стран [242]. От Центрально-Европейской и Корнуэльской провинций Центральный Французский массив заметно отличается более широким развитием собственно редкометального оруденения (Be, Ta, Nb, Li [210]).

| Лейкограниты аллохтонные (гипабиссальные)                 |   |   |  |  |                                     |
|---|---|---|--|--|-------------------------------------|
| мусковитовые среднезернистые порфировидные (купол Жоншер) | двуслюдяные разнозернистые (массив Блонд) | двуслюдяные с турмалином среднезернистые (массив Гранд-Рош) | альбит-мусковитовые мелкозернистые (купол Монтбра) | двуслюдяные разнозернистые (массив Коллет) | альбит-лепидолитовые (купол Бовуар) |
| 7   | 8   | 9   | 10   | 11   | 12                                  |
| 2,5   | 3,1                                       | 1,0   | 3,0  | 2,4  | 4,5                                 |
| 3,7   | 3,9                                       | 2,7   | 3,7  | 3,4  | 1,8                                 |
| 0,52  | 0,36                                      | 0,39  | 0,56   | 0,31                                       | —                                   |
| 1000  | 900                                       | 510   | 1200   | 500  | 3300                                |
| —   | —   | —   | —  | —  | —                                   |
| 29  | 21  | —   | 11   | 15   | 180                                 |
| 15  | <30                                       | —   | —  | —  | —                                   |
| 120   | 110                                       | —   | —  | —  | —                                   |
| 49  | 35  | 280   | 55   | 60   | —                                   |
| 67  | 143                                       | 164   | 285  | 151  | 1320                                |
| —   | —   | 163   | 20   | 42   | 2                                   |
| 22  | 17  | —   | —  | —  | —                                   |
| 5**   | 32**                                      | 8**   | 7*   | 82**                                       | —*                                  |

Аналогичными типами гранитов и сопровождающего их оруденения характеризуется редкометальная провинция Армориканского (полуостров Бретань) кристаллического массива [213].

**Петрохимия гранитоидов.** Все граниты Центрального Французского массива представлены высокоглиноземистыми, нормальными по щелочности разновидностями, образующими генетически единую группу (табл. 46, рис. 50, 51). Средний состав гранодиоритов-адамеллитов по массиву в целом [210] соответствует составу гранитов типа Гере. Лейкограниты отличаются от адамеллитов большим содержанием кремнекислоты, кислым составом плагиоклаза и характеризуются еще более резкой переиспещенностью глиноземом. Как и лейкогранитам Центрально-Европейской и Корнуэльской провинций, гранитам Центрального Французского массива свойственны устойчиво пониженные содержания натрия и повышенные — калия (рис. 51).

Редкоэлементный состав гранитов охарактеризован (табл. 47) Л. Бюрнолем [22]. Особенностью гранодиоритов Гере являются низкие концентрации бария, стронция и бора. Кроме того, гранодиоритам-адамеллитам свойственны повышенные содержания Sn (16 г/т) и Be (4,7 г/т) [210].

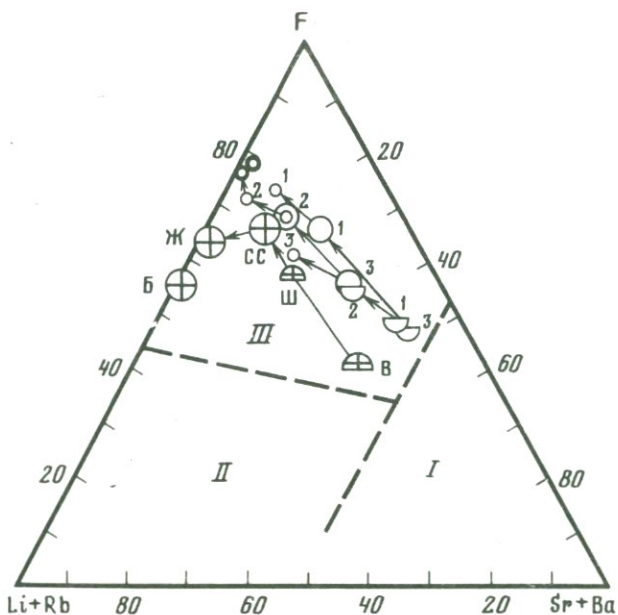


Рис. 53. Диаграмма рудоносности гранитоидов Центрального Французского массива и Новой Шотландии

Условные обозначения те же, что и на рис. 52; I—III — поля гранитов: I — безрудных, II — ограниченно рудоносных, III — рудоносных

Локальные интрузии Центрального Французского массива: В — Вольри, Ш — Шанон, СС — Сен-Сильвестр, Ж — Жоншер, Б — Блонд; цифры — отдельные массивы (очаги дифференциации) — Южногорской интрузии Новой Шотландии: 1 — Галифакс, 2 — Нью-Росс, 3 — Далхузи

Все лейкограниты характеризуются повышенными концентрациями редких щелочных элементов и пониженными — стронция и бария и являются, очевидно, низкотемпературными. Самые низкие концентрации Ве, Sn, а также В характерны для автохтонных гранитов Ля Брам. В параавтохтонных, и в особенности аллохтонных лейкогранитах концентрации редких элементов, фтора и бора резко возрастают (табл. 47). Интенсивное возрастание в аллохтонных гранитах концентраций бора прямо указывает на участие в формировании исходных расплавов флюидных потоков глубинного происхождения поскольку параавтохтонные палингено-анатектические граниты Ля Брам характеризуются кларковыми концентрациями этого элемента. В процессе дифференциации интрузий аллохтонных лейкогранитов наблюдается закономерное дальнейшее концентрирование редких элементов от микроклиновых гранитов внутренней зоны (Сен-Сильвестр) к альбитовым гранитам купольной субфазы, в которых концентрации редких элементов и фтора максимальны (купол Жошер массива Сен-Сильвестр, купол Блонд). В соответствии с геохимическими особенностями точки параавтохтонных гранитов на диаграмме рудоносности (рис. 53) попадают в нижнюю половину поля рудоносных гранитов, рудоносность которых реализуется при условии дифференциации интрузий. Последняя в Центральном Французском массиве приводит к форми-

рованию аллохтонных рудоносных ультраредкометальных гранитов (интрузивная система Сент-Сильвестр с куполом Жоншер, купол Blond), положение точек которых на диаграмме в средней части ее  $Li + Rb - F$  стороны отражает преимущественно редкометальный характер сопровождающего оруденения ( $Li, Be, Sn, Ta, Nb$ ) в отличие от оловоносных гранитов, точки которых тяготеют к  $F -$  углу диаграммы.

Лейкограниты характеризуются отчетливо избыточными содержаниями олова, подтверждающими их рудоносность (рис. 52). В отличие от лейкогранитов высокие концентрации олова в гранодиоритах (16 г/т) практически не являются избыточными и обусловлены высокими содержаниями биотита. Резко повышено в лейкогранитах и содержание бериллия (10,5 г/т в среднем).

Таким образом, большинство лейкогранитов северо-западной части Французского массива по геохимической характеристике являются редкометальными-ультраредкометальными и потенциально рудоносными. Вместе с тем представляется, что главный отрицательный фактор рудоносности региона заключается в его значительном эрозийном срезе, благодаря которому на современную поверхность выведены анатектические граниты и кристаллиты мезо- и катазоны, а сохранившиеся купольные выступы отдельных редкометальных гранитных интрузий должны представлять относительно глубинные образования эпизоны. В этом отношении регион Центрального Французского массива сопоставим с провинцией Балтийского щита и резко отличается от редкометальных провинций Центральной Европы и Корнуэлла.

## Палеозойские провинции Северной Америки и Австралии

### Провинция Новой Шотландии

(западное побережье Атлантики, Канадская часть)

В последние годы в провинции подробно изучена геохимически [212, 239, 248] *Южногорская (Саус-Маунтин)* батолитоподобная интрузия (10 000 км<sup>2</sup>), образующая в плане широкую дугу восток-северо-восточного простирания протяженностью в 250 км при средней ширине в 40 км (рис. 54). Интрузия, определяемая как посторогенная и эпизональная, залегает в целом конформно в толще песчано-сланцевых пород кембрия—ордовика и силура—девона мощностью до 12 км и окружена ореолами ороговикования амфиболитовой фации мощностью до 2 км. Возраст гранитов — 372—361 млн. лет ( $Rb/Sr$  и  $K/Ar$  методы). Согласно данным гравиметрии, Южногорский батолит имеет в вертикальном разрезе форму наковальни: его фланги представляют собой плитообразные интрузии мощностью около 5 км (массивы Галифакс и Далхузи), а центральная часть (массив Нью-Росс) соответствует цилиндрическому телу диаметром 55 км, уходящему на глубину 17 км. В составе интрузии выделяются гранодиориты ГФ, адаметлиты II фазы и дайковые тела и мелкие интрузии, представляющие, очевидно, ФДИ и ЗФ.

Гранодиориты ГФ слагают около 75% площади массива и представлены биотитовыми (13% в среднем) грубозернистыми порфиоровидными с резким преобладанием плагиоклаза (35—40%) над калишпатом (15—20%)

Таблица 48

Средний химический состав (в вес. %) гранитоидов Южногорской (Канада) и Блю-Тир (Тасмания) интрузий

| Компо-<br>нент                 | Южногорская батолитоподобная интрузия, Канада           |                            |                          |   |   |   |
|--------------------------------|---|----------------------------|--------------------------|---|---|---|
|                                | Гранодио-<br>риты-ада-<br>меллиты<br>биотито-<br>вые ГФ | Адамелли-<br>ты<br>II фаза | Лейкогра-<br>ниты<br>ФДИ | Лейкогра-<br>ниты Де-<br>вис Лейк<br>ЗФ | Лейкогра-<br>ниты Ле-<br>вис Лейк<br>ЗФ | Гранодио-<br>риты рого-<br>вообманко-<br>биотитовые<br>I фаза |
|                                | 1   | 2                          | 3                        | 4                                       | 5                                       | 6   |
| SiO <sub>2</sub>               | 69,5  | 73,4                       | 74,4                     | 75,83                                   | 74,48                                   | 69,4  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,61  | 0,24                       | 0,15                     | 0,13                                    | 0,08                                    | 0,46  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,35   | 13,74                      | 13,71                    | 12,65                                   | 13,90                                   | 13,85   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,44  | 0,16                       | 0,25                     | 0,38                                    | 0,26                                    | 0,8   |
| FeO                            | 3,53  | 1,71                       | 1,10                     | 1,21                                    | 0,93                                    | 3,4   |
| MnO                            | 0,10  | 0,05                       | 0,04                     | 0,04                                    | 0,02                                    | 0,07  |
| MgO                            | 1,06  | 0,35                       | 0,20                     | 0,18                                    | 0,05                                    | 1,55  |
| CaO                            | 1,93  | 0,67                       | 0,52                     | 0,67                                    | 0,75                                    | 3,35  |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,30  | 3,37                       | 3,48                     | 3,41                                    | 3,48                                    | 2,4   |
| K <sub>2</sub> O               | 3,86  | 4,75                       | 4,53                     | 4,08                                    | 4,39                                    | 3,0   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,10  | 0,12                       | 0,16                     | 0,11                                    | 0,44                                    | 0,12  |
| H <sub>2</sub> O               | 0,88  | 0,76                       | 0,78                     | 0,78                                    | 0,66                                    | 1,2   |
| Число<br>проб                  | 11*   | 10*                        | 10*                      | 94***                                   | 136***                                  | 6**   |

\* По [239]; \*\* По [218, 219]; \*\*\* По [212].

разновидностями, содержащими многочисленные мелкие ксенолиты метасадочного облика. Аксессуарные представления апатитом, цирконом, редким гранатом.

Адамеллиты слагают около 25% общей площади Южногорского массива и образуют отдельные крупные тела среди гранитоидов ГФ, удлиненная форма которых (см. рис. 54, б) свидетельствует об их интрузивном характере. Представлены порфиroidными средне- и крупнозернистыми двуслюдяными (5–7% биотита, 1–2% мусковита) разновидностями с преобладанием калишпата (30–35%) над альбит-олигоклазом (30–25%), содержащими аксессуарный андалузит. В массиве Галифакс встречаются существенно мусковитовые разновидности адамеллитов (8% мусковита, 2% биотита). Самые крупные тела адамеллитов (1300 км<sup>2</sup>) приурочены к участку интрузии с резко увеличенной мощностью корневой зоны (массив Нью-Росс, рис. 54, б).

Интрузии ФДИ и ЗФ составляют не более 2–3% общей площади батолита, представлены сравнительно небольшими дайкообразными и штокообраз-

| Интрузия Блю-Тир, Тасмания                         |  |                       |                |                 |               |                  |  |  |
|--|--|-----------------------|----------------|-----------------|---------------|------------------|--|--|
| Адамел-<br>литы гра-<br>ниты био-<br>титовые<br>ГФ | Граниты массивов мелко-среднезернистые двуслюдяные ФДИ |                       |                |                 |               |                  |  |  |
|  | Вильям,<br>№ 1   | Констей-<br>блес, № 2 | Хоррор,<br>№ 3 | Камерон,<br>№ 4 | Перис,<br>№ 5 | Лоттах, № 6      |  |  |
|  |  |                       |                |                 |               | двуслюдя-<br>ные | лейкогра-<br>ниты аль-<br>бит-мус-<br>ковито-<br>вые |  |
| 7  | 8  | 9                     | 10             | 11              | 12            | 13               | 14   |  |
| 73,5   | 76,75  | 77,8                  | 75,7           | 77,4            | 75,7          | 75,0             | 72,4   |  |
| 0,16   | 0,03   | 0,04                  | 0,14           | 0,03            | 0,03          | 0,01             | 0,0  |  |
| 14,0   | 12,95  | 12,1                  | 13,1           | 13,0            | 13,5          | 13,6             | 15,8   |  |
| 0,3  | 0,4  | 0,3                   | 0,25           | 0,35            | 0,25          | 0,33             | 0,46   |  |
| 1,4  | 0,5  | 0,6                   | 0,9            | 0,6             | 1,1           | 1,05             | 0,47   |  |
| 0,02   | 0,02   | 0,02                  | 0,04           | 0,03            | 0,05          | 0,04             | 0,03   |  |
| 0,4  | 0,01   | 0,06                  | 0,16           | 0,01            | 0,05          | 0,06             | 0,06   |  |
| 1,0  | 0,35   | 0,6                   | 0,8            | 0,5             | 0,4           | 0,4              | 0,75   |  |
| 3,0  | 3,85   | 2,9                   | 3,1            | 3,5             | 3,3           | 3,3              | 5,3  |  |
| 4,7  | 4,4  | 4,55                  | 5,1            | 4,2             | 4,3           | 4,6              | 3,0  |  |
| 0,13   | 0,0  | 0,01                  | 0,08           | 0,0             | 0,09          | 0,22             | 0,28   |  |
| 1,3  | 0,4  | 0,3                   | 0,3            | 0,45            | 0,65          | 0,88             | 1,00   |  |
| 5**  | 6**  | 2**                   | 2**            | 3**             | 2**           | 6**              | 2**  |  |

ными телами площадью до 20 км<sup>2</sup> существенно мусковитовых (7–9% мусковита, 2–3% биотита) мелко-среднезернистых порфиroidных гранитов и реже аплитовидных лейкогранитов, в аксессуарном составе которых присутствуют апатит, циркон, турмалин, флюорит, топаз, гранат, андалузит. Сопровождаются пегматитами и зонами грейзенизации с касситеритовой и сопутствующей вольфрамитовой, берилловой, флюоритовой минерализацией. В пределах массива Нью-Росс, где интрузии лейкогранитов ФДИ развиты более широко, известно пять оловорудных проявлений [248]. В области юго-западного выклинивания Южногорского батолита расположено комплексное оловорудное (Sn–W–Mo–Cu) месторождение Ист Кемпвилл, связанное с лейкогранитным массивом Девис Лейк [212], представляющим, очевидно, ЗФ интрузии.

**Химический состав гранитоидов.** Гранитоиды массива пересыщены глиноземом, представлены серией нормальных по щелочности кислых и ультракислых (ФДИ, ЗФ) гранитов (табл. 48 и рис. 55, 56) повышенной железистости (укороченные векторы в правой части диаграммы

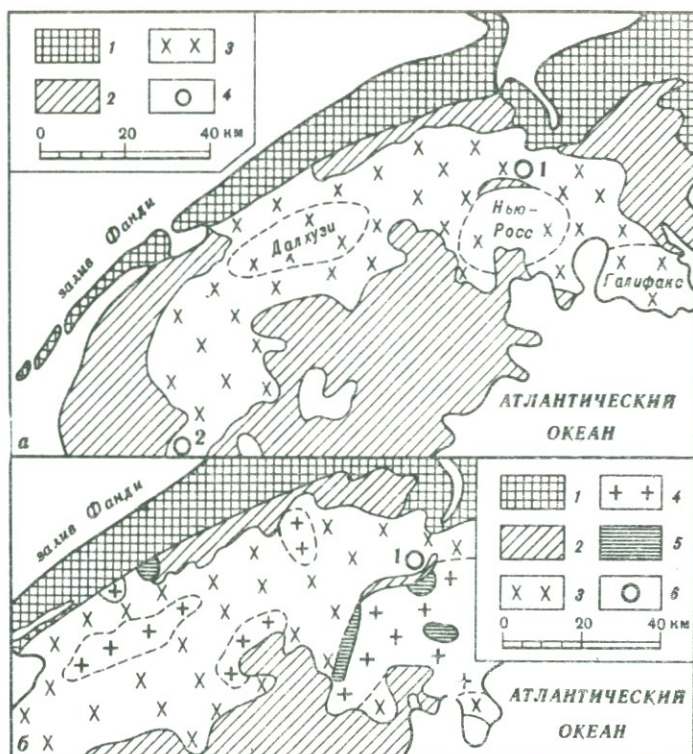


Рис. 54. Геологическая схема Южногорской интрузии Новой Шотландии (Юго-Восточная Канада), по [239, 248]

*а* – Южногорская интрузия: 1 – отложения триаса, 2 – песчано-сланцевые толщи палеозоя, 3 – гранодиориты и адамеллиты, 4 – районы проявления лейкогранитов 3Ф (1 – Левис Лейк, 2 – Девис Лейк);

*б* – центральная часть Южногорской интрузии: 1 – отложения триаса, 2 – песчано-сланцевые толщи палеозоя, 3 – гранодиориты ГФ, 4 – адамеллиты II фазы, 5 – лейкограниты ФДИ, 6 – участок проявления лейкогранитов 3Ф (Левис Лейк)

рис. 55). Диаграмма рис. 56 иллюстрирует обычную для большинства редкометальных гранитов пониженную натриевость и повышенную калиевость гранитов Южногорского массива.

Редкоэлементный состав гранитов приведен в табл. 49 (по [212, 239, 248]). Гранодиориты ГФ фланговых массивов интрузии по геохимической характеристике являются субредкометальными с повышенными содержаниями F, Li, Sn и Be. Центральный массив Нью-Росс сложен редкометальными разновидностями гранодиоритов ГФ с низким уровнем концентрации фтора (0,13%) и пониженным содержанием калия (3,2%) и рубидия (165 г/т).

Геохимические характеристики гранитов II фазы, ФДИ и 3Ф, принадлежащих разным массивам, также заметно различаются. Адамеллиты II фазы массива Галифакс представлены редкометальными разновидностями с низкими (0,13%) содержаниями F. Редкометальными, судя по concentra-

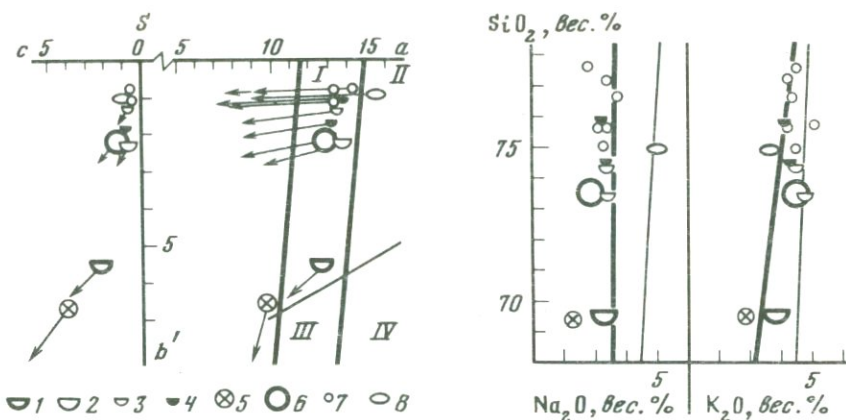


Рис. 55. Петрохимическая диаграмма гранитоидов Южногорской интрузии Новой Шотландии (Юго-Восточная Канада) и интрузии Блю-Тир Тасмании (см. табл. 49)

1-4 - Южногорская интрузия: 1 - гранодиориты ГФ, 2 - адамеллиты II фазы, 3 - лейкограниты ФДИ, 4 - лейкограниты ЗФ; 5-8 - массив Блю-Тир; 5 - гранодиориты I фазы, 6 - адамеллиты ГФ, 7 - лейкограниты мусковитовые ФДИ, 8 - лейкограниты альбит-мусковитовые ФДИ; I-IV - поля: I - гранитов, II - щелочных гранитов, III - гранодиоритов, IV - граносиенитов

Рис. 56. Соотношение  $SiO_2-Na_2O$  и  $SiO_2-K_2O$  в гранитоидах Южногорской интрузии Новой Шотландии (Канада) и массива Блю-Тир Тасмании  
Условные обозначения те же, что и на рис. 55

циям Rb и Sn, являются также адамеллиты II фазы массива Нью-Росс. В отличие от этих массивов адамеллиты II фазы западного фланга батолита (массив Далхузи) являются лишь субредкометальными. Те же тенденции отчетливо проявлены в лейкогранитах ФДИ, ультраредкометальные разновидности которых встречаются в центральном массиве Нью-Росс. Аналогичные лейкограниты массива Галифакс являются только редкометальными, а массива Далхузи - редкометальными с низким уровнем накопления фтора. Наконец, в северной части массива Нью-Росс выделяется локальный лейкогранитный массив Левис Лейк, с вероятными дифференциатами которого - дайкообразными телами ультраредкометальных лейкогранитов - генетически связывается [212] урановое месторождение Миш Брук. Ультраредкометальные лейкограниты даек Левис Лейк можно рассматривать как ЗФ Южногорской интрузии в массиве Нью-Росс. Они характеризуются резко повышенными содержаниями фтора, лития и олова при слабо повышенных концентрациях U (14 г/т) и W (2 г/т), очень низких концентрациях Sr и Ba и представляют собой типичные разновидности оловоносных гранитов.

Таким образом, центральный массив Нью-Росс, в пределах которого мощность Южногорской интрузии максимальна, выделяется повышенной дифференцированностью, что выражается в множественности развитых в нем лейкогранитных тел поздних дифференциатов ФДИ и ЗФ и в отчетливо проявленной повышенной редкометальности слагающих его гранитов, которая, в частности, фиксируется пониженными значениями K/Rb и Ba/Rb

Таблица 49

Редкоэлементный состав гранитоидов Южногорской батолитоподобной интрузии юго-востока Канады, по [248, 212] (с учетом данных [239])

| Элемент | Массив Галифакс, № 1 |                               |                                 |                  | Массив Нью-Росс, № 2 |                               |
|---------|----------------------|-------------------------------|---------------------------------|------------------|----------------------|-------------------------------|
|         | Гранодиориты ГФ      | Адамеллиты биотитовые II фазы | Адамеллиты мусковитовые II фазы | Лейкограниты ФДИ | Гранодиориты ГФ      | Адамеллиты биотитовые II фазы |
| F, ‰    | 0,11                 | 0,13                          | 0,13                            | 0,16             | 0,13                 | —                             |
| Li, г/т | 95                   | 120                           | 110                             | 83               | 190                  | —                             |
| Rb      | 160                  | 190                           | 250                             | 290              | 165                  | 360                           |
| Be      | 7                    | 7                             | 7                               | 10               | 7                    | —                             |
| Sr      | 160                  | 85                            | 30                              | 30               | 140                  | 20                            |
| Ba      | 730                  | 280                           | 190                             | 140              | 590                  | 200                           |
| Sn      | 6                    | 10                            | 15                              | 18               | 13                   | 18                            |
| Mo      | 36                   | 14                            | 24                              | 21               | 11                   | —                             |
| Zn      | 66                   | 52                            | 56                              | 39               | 68                   | 57                            |
| Pb      | 85                   | 85                            | 67                              | 62               | 82                   | —                             |
| Cr      | 200                  | н.д.                          | 130                             | 150              | 56                   | —                             |
| Co      | 23                   | 22                            | 23                              | 14               | 33                   | —                             |
| Ni      | 25                   | 22                            | 25                              | 21               | 20                   | 10                            |
| Cu      | 10                   | 9                             | 8                               | 6                | 13                   | —                             |
| K/Rb    | 215                  | 175                           | 162                             | 125              | 193                  | 107                           |
| Ba/Rb   | 4,6                  | 1,8                           | 0,72                            | 0,44             | 3,6                  | 0,56                          |

Примечание. (—) — нет данных.

отношений для всех разновидностей гранитов массива по сравнению с аналогичными разновидностями в массивах Галифакс и Далхузи. Отмеченная закономерность нарушается рудоносным лейкогранитным штоком ЗФ Девис Лейк, расположенным вне массива Нью-Росс на крайнем юго-западе Южногорской интрузии. По своей геохимической характеристике лейкограниты Девис Лейк являются также типичными ультраредкометалльными, что согласуется с их рудоносностью, и характеризуются высокими концентрациями Sn и F, W (11 г/т), Th (25 г/т), U (23 г/т) при низких содержаниях Sr и Ba. Следует отметить, что в отношении уровней содержаний в гранитах Южногорской интрузии Pb и Mo данные Т.Е. Смита и А. Турека [248] и А.К. Четгерье с соавторами [212] резко расходятся.

На диаграмме рудоносности (рис. 53) точки гранитов ГФ Южногорского батолита занимают положение в нижней части поля рудоносных гранитов, рудоносность которых реализуется при условии их дифференциации. Степень рудоносности дифференциатов батолита закономерно возрастает от гранодиоритов ГФ к адамеллитам II фазы и лейкогранитам ФДИ. Наиболее рудоносны ультраредкометалльные лейкограниты ЗФ. Отмеченные особенности иллюстрируются также диаграммой рис. 52, показывающей, что вследствие высоких содержаний в гранитах ГФ и II фазы Южногорского батолита минералов-концентраторов — слюд, избыточными концентра-

| Элемент | Массив Нью-Росс, № 2 |                            | Массив Далхузи, № 3 |                               |                  |                            |
|---------|----------------------|----------------------------|---------------------|-------------------------------|------------------|----------------------------|
|         | Лейкограниты ФДИ     | Лейкограниты Левис Лейк ЗФ | Гранодиориты ГФ     | Адамеллиты биотитовые II фазы | Лейкограниты ФДИ | Лейкограниты Девис Лейк ЗФ |
| F, ‰    | 0,23                 | 0,45                       | 0,11                | 0,11                          | 0,12             | 0,33                       |
| Li, г/т | 195                  | 517                        | 71                  | 69                            | 70               | 146                        |
| Rb      | 550                  | 770                        | 160                 | 230                           | 290              | 700                        |
| Be      | 8                    | 8                          | 6                   | 4                             | 6                | 14                         |
| Sr      | 40                   | 38                         | 140                 | 80                            | 60               | 31                         |
| Ba      | 80                   | 39                         | 770                 | 500                           | 300              | 73                         |
| Sn      | 30                   | 39                         | 7                   | 7                             | 13               | 50                         |
| Mo      | 24                   | 1,4                        | 39                  | 35                            | 33               | 2                          |
| Zn      | 58                   | 86                         | 69                  | 66                            | 40               | 43                         |
| Pb      | 99                   | 5                          | 110                 | 95                            | 64               | 7                          |
| Cr      | 87                   | —                          | 140                 | —                             | 100              | —                          |
| Co      | 27                   | —                          | 32                  | 32                            | 20               | —                          |
| Ni      | 26                   | —                          | 25                  | 22                            | 16               | —                          |
| Cu      | 8                    | 1                          | 10                  | 8                             | 6                | 7                          |
| K/Rb    | 68                   | 48                         | 210                 | 180                           | 146              | 48                         |
| Ba/Rb   | 0,15                 | 0,05                       | 4,9                 | 2,1                           | 1,5              | 0,1                        |

циями фтора, лития и олова характеризуются только лейкограниты ФДИ (и, очевидно, ЗФ), обладающие, таким образом, отчетливыми признаками рудоносности. Это полностью согласуется с приуроченностью к ним известных оловорудных проявлений и месторождений и выводами относительно степени рудоносности гранитоидов Южногорского батолита Т.Е. Смита и А. Турека [248], базировавшимися, по ссылкам авторов работы, отчасти на критериях Л.В. Таусона и В.Д. Козлова [255].

#### Тасманийская редкометалльная провинция

Провинция связана с одноименным палеозойским геосинклинальным поясом (или мобильной орогенической зоной [265]) шириной в 200–300 км, протягивающимся на 3500 км вдоль всего восточного побережья Австралии до о-ва Тасмания на юге. Сложен пояс кембро-верхнедевонскими осадочными породами, с подчиненным развитием пара- и ортогнейсов. Гранитные интрузии слагают менее 1/4 площади пояса и характеризуются гравитационными минимумами, по которым мощность большинства из них оценивается до 4 км. С этапом орогенно-посторогенного развития Тасманийского пояса связано формирование единой металлогенической провинции, главное значение в которой имеет оловянно-вольфрамовое,

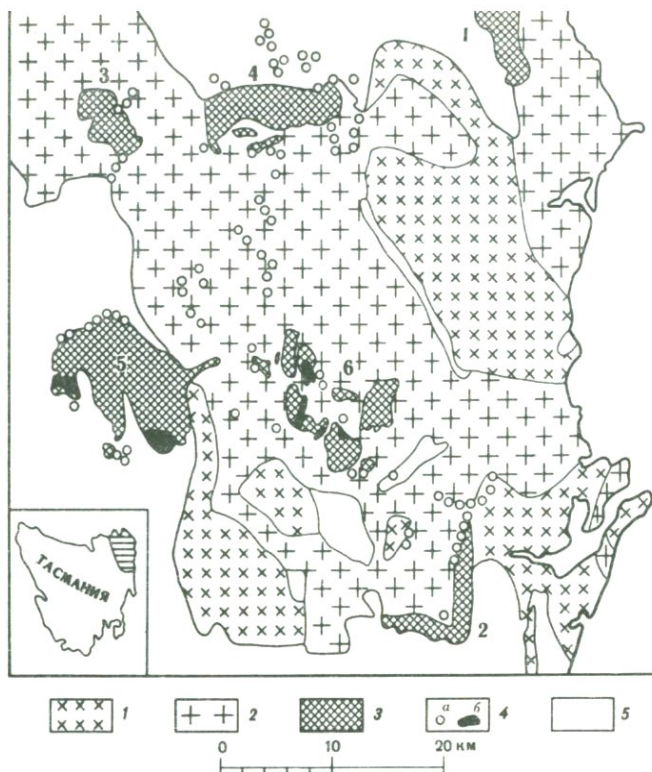


Рис. 57. Геологическая схема массива Блю-Тир, Тасмания, по [219]  
 1-3 - интрузия Блю-Тир: 1 - гранодиориты роговообманково-биотитовые, 2 - граниты и адалмеллиты биотитовые крупнозернистые ГФ, 3 - гран среднезернистые двуслюдяные ФДИ; 4 - оловорудная минерализация сыпи, б - участки коренного оруденения); 5 - песчано-сланцевые пород 1-6 - массивы ФДИ: 1 - Виллиам, 2 - Констейблес, 3 - Хоррор, 4 - Кс Перис, 6 - Лоттах

в меньшей степени золотое, полиметаллическое, медное и сопут Мо, Вi, Ag оруденение, сопровождающее посторогенные грани

Гранитоиды тасманийской геосинклинали разделяются на две представляющие отдельные части крупных массивов группы: т гранодиоритов и лейкоадамеллитов-лейкогранитов. Последние 70% интрузий, с которыми ассоциирует оловорудная минерал содержат в среднем 26 г/т Sn, что в 8,5 раз выше кларкового у 7 раз выше средних концентраций олова в гранодиоритах, не ( дающихся оруденением [227]. Из рудоносных интрузий провин кой степень геохимической изученности выделяется массив северо-восточной Тасмании [218, 219].

Массив Блю-Тир (2500 км<sup>2</sup>) представляет типичную батол ную дискордантную интрузию мощностью в 12 км (рис. 57) щую в песчано-сланцевых породах силуро-девона, оргоговико:

Таблица 50

Химический и редкоземельный состав слюд гранитов интрузии Блю-Тир, по [219]

| Элементы и числовые характеристики | Гранодиориты 1 фаза | Адамеллиты ГФ | Двуслюдяные граниты массивов (ФДИ) |                 |             |              |            |             |
|------------------------------------|---------------------|---------------|------------------------------------|-----------------|-------------|--------------|------------|-------------|
|                                    |                     |               | Виллиам, № 1                       | Констейблес № 2 | Хоррор, № 3 | Камерон, № 4 | Перис, № 5 | Лотгах, № 6 |
| SiO <sub>2</sub> , %               | 35,8                | 34,4          | 38,85                              | Нет             | 36,0        | 41,1         | 36,2       | 38,7        |
| TiO <sub>2</sub>                   | 2,8                 | 2,8           | 0,65                               | данных          | 5,55        | 0,25         | 0,7        | 0,5         |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 14,4                | 18,4          | 21,75                              |                 | 17,4        | 23,25        | 21,45      | 23,0        |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 3,45                | 4,2           | 3,9                                |                 | 2,35        | 1,65         | 3,45       | 2,7         |
| FeO                                | 17,15               | 20,3          | 18,4                               |                 | 19,65       | 14,9         | 21,2       | 17,5        |
| MnO                                | 0,35                | 0,4           | 0,75                               |                 | 0,85        | 1,1          | 0,95       | 0,7         |
| MgO                                | 10,0                | 5,3           | 0,25                               |                 | 4,2         | 0,2          | 0,75       | 0,2         |
| CaO                                | 1,95                | 0,4           | 0,15                               |                 | 1,1         | 0,4          | 0,3        | 0,1         |
| Na <sub>2</sub> O                  | 0,25                | 0,2           | 0,3                                |                 | 0,45        | 0,3          | 0,3        | 0,25        |
| K <sub>2</sub> O                   | 8,1                 | 8,1           | 7,7                                |                 | 7,65        | 8,4          | 7,75       | 9,2         |
| H <sub>2</sub> O                   | 3,9                 | 4,4           | 4,35                               |                 | 2,83        | 3,1          | 3,84       | 2,9         |
| F                                  | 0,3                 | 1,5           | 0,95                               |                 | 0,55        | 2,8          | 1,9        | 3,9         |
| Li, г/т                            | 240                 | 1460          | 2800                               | Нет данных      | 940         | 5300         | 2600       | 6100        |
| Rb                                 | 900                 | 1620          | 2120                               | 1560            | 1580        | 3670         | 4810       | 7070        |
| Sn                                 | 20                  | 68            | 185                                | 90              | 400         | 460          | 250        | 560         |
| W                                  | 4                   | 20            | 93                                 | 115             | 34          | 140          | 110        | Нет данных  |
| Li/Rb                              | 0,27                | 0,9           | 1,33                               | Нет данных      | 0,6         | 1,44         | 0,54       | 0,86        |
| <i>S</i>                           | 2,11                | 1,91          | 1,52                               | данных          | 1,75        | 1,50         | 1,43       | 1,42        |
| <i>m</i>                           | 1,88                | 1,30          | 0,73                               |                 | 1,19        | 0,51         | 0,85       | 0,63        |
| <i>M</i>                           | 0,46                | 0,28          | 0,02                               |                 | 0,25        | 0,02         | 0,05       | 0,02        |
| <i>f</i>                           | 53,2                | 71,7          | 98,1                               |                 | 74,4        | 97,8         | 94,7       | 98,2        |
| <i>l</i>                           | 20,0                | 23,8          | 30,8                               |                 | 25,4        | 33,3         | 30,5       | 32,8        |

зоне экзоконтакта шириной 0,5–2 км [217]. Первая фаза интрузии представлена роговообманково-биотитовыми средне- и крупнозернистыми гранодиоритами-адамеллитами и реже кварцевыми диоритами, слагающими крупные (до 200 км<sup>2</sup> и более) поля (массивы) по периферии интрузии, составляющие около 20% ее общей площади. ГФ представлена грубо- или крупнозернистыми биотитовыми (~6%) порфириовидными мусковитсодержащими (~1%) адамеллитами-гранитами, слагающими 75% площади массива. Среди аксессуарных присутствуют андалузит и кордиерит, нередко метаосадочные ксенолиты. ФДИ представлена мелко-среднезернистыми биотитовыми и двуслюдяными олигоклаз-альбитовыми лейкогранитами (с аксессуарными турмалином, топазом, флюоритом, реже касситеритом), образующими сравнительно небольшие пластовые (мощностью до 300 м) тела и штоки, приуроченные к кровлевой зоне массива и слагающие около 10% общей его площади, но не более 2% объема, благодаря небольшой (до 300 м) мощности тел [218]. Контакты с более ранними гранитами массива резкие, интрузивные.

Все оруденение массива Блю-Тир, представленное гнейзеновыми за-

Таблица 51

Редкоэлементный состав гранитов интрузии Блю-Тир, Тасмания, по [218, 219]

| Элемент    | I фаза                  | ГФ                 | Лейкограниты массивов ФДЧ |                  |
|------------|-------------------------|--------------------|---------------------------|------------------|
|            | Гранодиориты-адамеллиты | Адамеллиты-граниты | Виллиам, № 1              | Констейблес, № 2 |
| Na, %      | 1,8                     | 2,2                | 2,8                       | 2,1              |
| K          | 2,5                     | 3,9                | 3,7                       | 3,8              |
| F          | 0,09                    | 0,14               | 0,06                      | 0,06             |
| Li, г/т    | 34                      | 95                 | 45                        | 35               |
| Rb         | 200                     | 365                | 440                       | 440              |
| Sr         | 250                     | 75                 | 7                         | < 5              |
| Ba         | 580                     | —                  | 35                        | 70               |
| Sn         | 6                       | 9                  | 15                        | 6                |
| W          | < 4                     | —                  | 8                         | < 4              |
| K/Rb       | 125                     | 107                | 84                        | 86               |
| Ba/Rb      | 2,9                     | —                  | 0,08                      | 0,16             |
| Число проб | 6                       | 5                  | 6                         | 2                |

Примечание: (—) — нет данных.

лежами с касситеритом и подчиненным вольфрамитом, гнейзеновыми штокверковыми зонами, касситерит-кварцевыми жилами и касситеритовыми россыпями, совершенно определенно связано с интрузиями ФДИ, продуктивность которых резко неодинакова (см. рис. 57).

**Петрохимия гранитов** (см. табл. 48, рис. 55, 56) охарактеризована в работах Д.И. Гровеса [218, 219]. Гранитам Блю-Тир, как и другим оловянным интрузиям, свойственна пересыщенность глиноземом, особенно резко проявленная в лейкогранитах ФДИ (см. рис. 55), и кислый, нормальный по щелочности, состав при отчетливо пониженном содержании натрия и повышенном — калия (см. рис. 56). Для лейкогранитов ФДИ, представленных исключительно ультракислыми разновидностями, характерно заметное непостоянство уровня кремнекислотности. Их дифференциация в массивах группы Лоттах (№ 6) приводит к формированию мелкозернистых альбитовых разновидностей, идентичных гранитам апикальной зоны массива Трегонинг-Годолфин Корнуэлла.

Слюды гранитов Блю-Тир представлены глиноземистыми, свойственными редкометальным гранитам модификациями (табл. 50, рис. 58). Изменение их состава от гранитов I фазы к гранитам GF и лейкогранитам ФДИ происходит по той же схеме, что и в редкометальных интрузиях Забайкалья (см. рис. 26). Биотиты гранодиоритов тяготеют к полю палингеновых коровых гранитоидов (повышение температуры кристаллизации, пониженная активность  $H_2O$ ). Глиноземистость биотитов гранитов GF резко возрастает, фиксируя понижение температуры кристаллизации и повышение активности  $H_2O$ . Еще более возрастает глиноземистость слюд

| Лейкограниты массивов ФДИ |              |            |             |                     |
|---------------------------|--------------|------------|-------------|---------------------|
| Хоррор, № 3               | Камерон, № 4 | Перис, № 5 | Лоттах, № 6 |                     |
|                           |              |            | Двуслюдяные | Альбит-мусковитовые |
| 2,3                       | 2,6          | 2,4        | 2,4         | 3,9                 |
| 4,3                       | 3,5          | 3,6        | 3,8         | 2,5                 |
| 0,07                      | 0,29         | 0,49       | 1,02        | 0,65                |
| 85                        | 140          | 220        | 360         | 170                 |
| 470                       | 960          | 960        | 1040        | 700                 |
| 36                        | 6            | 4          | 5           | 5                   |
| 290                       | 12           | 28         | —           | —                   |
| 26                        | 47           | 33         | 50          | ~80                 |
| 4                         | 23           | 25         | —           | —                   |
| 92                        | 35           | 37         | 36          | 36                  |
| 0,62                      | 0,01         | 0,03       | —           | —                   |
| 2                         | 3            | 2          | 6           | 2                   |

ФДИ, представленных биотитами (массив № 3, рис. 59), литиевыми биотитами (№ 1, 5), протолитионитами (№ 4, 6).

**Редкоэлементный состав гранитов** охарактеризован Д.И. Гровесом ([218, 219], табл. 51). Гранодиориты I фазы характеризуются повышенными содержаниями Sn (6 г/т) и F (0,09%). Адамеллиты-граниты GF представляют типичные редкометальные лейкограниты с низким уровнем (0,14%) содержания фтора, аналогичные гранитам кукульбейского комплекса Забайкалья. Характеристика гранитов разных массивов ФДИ резко различна. Массивы № 1 и 2 (рис. 57) сложены субредкометальными, с повышенными концентрациями Sn, W и Rb гранитами и низкими содержаниями F и Li. Массив № 3 представлен редкометальными, а наиболее рудоносные массивы № 4, 5 и 6 — ультраредкометальными гранитами. Из рис. 58 видно, что ограниченно рудоносные массивы ФДИ с наиболее низкими концентрациями фтора и редких элементов представляют периферийные, приконтактные и относительно маломощные трещинные интрузии (№ 1, 2, 3).

Принадлежность гранитов Блю-Тир к рудоносным проявлена также в редкоэлементном составе слюд (см. табл. 50). Биотиты GF характеризуются уровнями концентраций фтора, лития и олова, свойственными биотитам рудоносных гранитов Забайкалья (см. табл. 30). Самыми высокими концентрациями фтора, лития и олова выделяются протолитиониты наиболее рудоносных, судя по размещению коренных месторождений и россыпей, массивов № 4, 5, 6 гранитов ФДИ (см. рис. 57). При этом в гранитах GF слюды концентрируют в среднем 60% олова породы, тогда

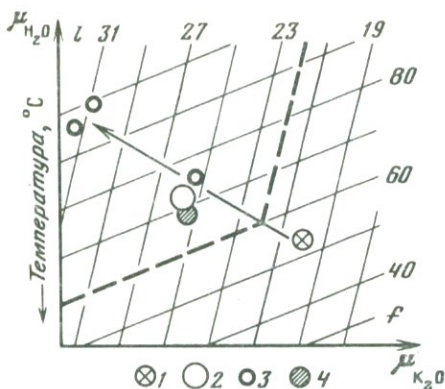


Рис. 58. Условия кристаллизации гранитоидов Блю-Тыр по составу слюд (см. табл. 51)

1 – гранодиориты I фазы; 2 – адаметлиты ГФ; 3 – граниты ФДИ; 4 – точка среднего состава биотитов редкометалльных гранитов оловянно-вольфрамового пояса Забайкалья; пунктиром выделено поле биотитов редкометалльных и гнейсогранитных формаций Забайкалья

как в гранитах Лоттах в них содержится только 30% Sn породы, а остальная, большая часть концентрируется, очевидно, в акцессорном касситерите [218].

Наконец, рудоносность гранитов Блю-Тыр однозначно подтверждается диаграммой рис. 59, отражающей некоторые важные закономерности. Точки гранитов I фазы и ГФ на диаграмме занимают в поле рудоносных гранитов соответственно нижнее и центральное положение, показываю-

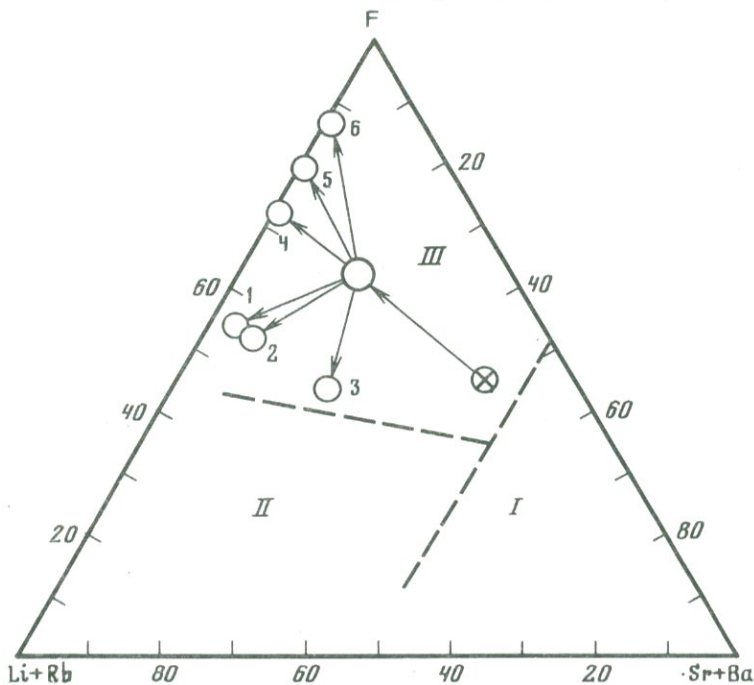


Рис. 59. Диаграмма рудоносности гранитоидов интрузии Блю-Тыр

Условные обозначения те же, что и на рис. 58; I–III – поля гранитов: I – безрудных, II – ограниченно рудоносных, III – рудоносных; цифры на диаграмме соответствуют номерам массивов ФДИ на рис. 58

щее, что потенциальная рудоносность гранитов ГФ реализуется при условии их дифференциации. Последняя в интрузии Блю-Тир привела к формированию пространственно разобщенных тел ФДИ, рудоносность которых, судя по диаграмме, различна. Практически диаграмма показывает значительно более низкую степень рудоносности в отношении оловянного оруденения периферийных массивов ФДИ № 1, 2, 3 вследствие низких содержаний в гранитах фтора. Наиболее рудоносными являются по данным диаграммы граниты массивов группы Лоттах и Перис (№ 5 и 6), в районе которых и сосредоточено все основное оруденение. Массивы ФДИ Блю-Тир представляют наглядный пример того положения, когда граниты, принадлежащие не только одному комплексу (формации), но и одной интрузивной фазе, тем не менее резко различаются по своему редкоэлементному составу и рудоносности.

Высокая рудоносность интрузивной системы Блю-Тир определялась очень большими объемами дифференцировавшихся редкометаллических расплавов ГФ (площадь распространения гранитов ГФ составляет около 1500 км<sup>2</sup> при вертикальной протяженности интрузии в 12 км). Вследствие этого объемы поздних дифференциатов — ультраредкометаллических гранитов ФДИ массива Блю-Тир — весьма внушительны и их площади (60—100 км<sup>2</sup>) соизмеримы с большинством массивов редкометаллических гранитов Забайкалья. Благоприятным фактором рудоносности является небольшой эрозионный срез интрузии Блю-Тир, на что указывают сохранившиеся пластовые тела ФДИ аликальной зоны (№ 6). Вместе с тем принадлежность формировавшихся оруденение гранитов к ФДИ неизбежно ограничивает общую перспективность оруденения Блю-Тир по сравнению с более продуктивными регионами, в которых ультраредкометаллические граниты представляют ГФ (Рудные Горы, Корнуэлл).

## Палеозойские провинции СССР

### Уральская редкометаллическая провинция

Провинция характеризуется умеренным развитием редкометаллического оруденения при незначительной роли оловянной минерализации и представляет интерес в качестве нестандартного объекта для сравнения. Молибденит-вольфрамит-кварцевое (грейзенового и жильного типов), а также редкометаллическое (Ta, Nb — пегматиты и метасоматиты) оруденение связано с частью позднепалеозойских гранитных массивов меридиональной зоны Восточно-Уральского поднятия Среднего и Южного Урала [40]. Согласно Г.Ф. Ферштаттеру и Н.С. Бородиной [188], эти массивы представляют адамеллит-гранитный формационный тип. О.Д. Ставров [165] среди гранитоидов Восточно-Уральского поднятия различает массивы формации анатектических гранитов, являющиеся автохтонными или параавтохтонными, и массивы формации интрузивных дифференцированных комплексов, представляющие собой типичные аллохтонные интрузии, с которыми и ассоциирует редкометаллическое оруденение. В настоящем разделе рассмотрены гранитоиды Верхнеисетского и Адуйского массивов, относящиеся по классификации О.Д. Ставрова, соответ-

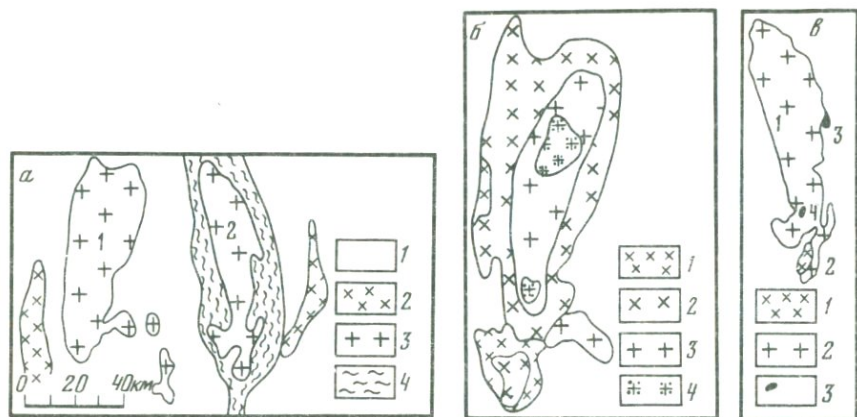


Рис. 60. Геологическая схема Верхисетского и Адуйского массивов Центрального Урала

а — геологическая схема размещения массивов, по [188] с упрощением: 1 — вулканогенно-осадочные породы, 2 — гранитоиды габбро-гранитной формации, 3 — гранитоиды адамеллит-гранитной формации, 4 — области развития гнейсов; 1–2 — массивы: 1 — Верхисетский, 2 — Адуйский;

б — геологическая схема Верхисетского массива, по [21]: 1 — огнейсованные кварцевые диориты, 2 — огнейсованные амфибол-биотитовые гранодиориты и граниты, 3 — биотитовые граниты, 4 — биотитовые и двуслюдяные порфиroidные граниты;

в — геологическая схема Адуйского массива, по [194 и 41]: 1 — тоналиты и гранодиориты, 2 — граниты биотитовые и двуслюдяные, 3 — аляскиты и лейкограниты; шифры на схеме: 1 — Адуйский массив, 2 — Каменский массив, 3 — Шамейский шток, 4 — Зенковская дайка

венно к формациям анатектических гранитов и дифференцированных аллохтонных интрузий.

*Верхисетский массив* (2200 км<sup>2</sup>, рис. 60) геологически и петрологически подробно охарактеризован И.Н. Бушляковым и И.Д. Соболевым [21]. Вытянут в меридиональном направлении и конформно залегает в вулканических породах основного состава. Мощность массива оценивается от 4 до 7 км, глубина эрозионного среза — 1–1,5 км. В экзоконтактной зоне вмещающие породы метаморфизованы до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации. Массив имеет зонально-концентрическое строение, краевые зоны в локальных участках сложены кварцевыми диоритами (100 км<sup>2</sup>), сменяющимися огнейсованными амфибол-биотитовыми гранодиоритами и гранитами ГФ (1400 км<sup>2</sup>), слагающими главную часть массива. Центральная купольная его область сложена средне- и мелкозернистыми биотитовыми гранитами (600 км<sup>2</sup>), связанными с амфибол-биотитовыми гранитами-гранодиоритами ГФ как интрузивными взаимоотношениями, так и постепенными переходами. В центральной части их поля выделяется участок (40 км<sup>2</sup>) порфиroidных биотитовых (7,6%) с мусковитом (1,2%) гранитов. Все породы массива характеризуются ориентированными текстурами. Акцессорные представлены магнетитом, ильменитом, сфеном, цирконом, апатитом, в гранитах появляются рутил и монацит. Возраст гранитов 260–340 млн лет (К/Аг метод). Массив формировался в абиссально-мезоабиссальных условиях в результате процес-

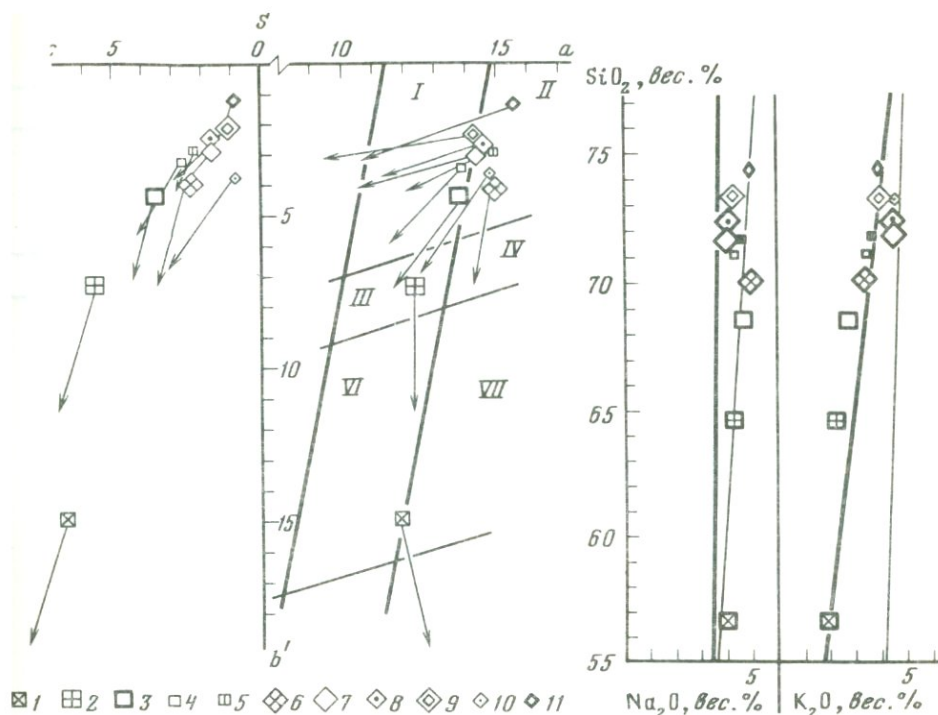


Рис. 61. Петрохимическая диаграмма гранитоидов Верхисетского и Адуйского массивов Центрального Урала (см. табл. 53)

1-5 - Верхисетский массив: 1 - кварцевые диориты, 2 - гранодиориты, 3 - граниты амфибол-биотитовые, 4 - граниты биотитовые, 5 - граниты порфириовидные двуслюдяные; 6-11 - Адуйский массив: 6 - гранодиориты, 7 - граниты биотитовые порфириовидные, 8 - граниты двуслюдяные, 9 - граниты пегматитоносные двуслюдяные, 10 - лейкограниты двуслюдяные, 11 - аляскииты; I-VII - поля: I - гранитов, II - щелочных гранитов, III - гранодиоритов, IV - граносиенитов, VI - диоритов, VII - щелочноземельных сиенитов

Рис. 62. Соотношение  $\text{SiO}_2$ - $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2$ - $\text{K}_2\text{O}$  в гранитоидах Центрального Урала (см. табл. 53)

Условные обозначения те же, что и на рис. 61

сов гранитизации и последующего плавления с частичным перемещением расплавов [21].

Адуйский (Каменско-Адуйский) массив (2400 км<sup>2</sup>, рис. 60) протягивается в меридиональном направлении на 100 км и является типичным представителем гнейсо-мигматит-гранитных абиссально-мезоабиссальных плутонов Восточно-Уральского поднятия. Залегает в толще палеозойских осадочных пород (с подчиненным развитием основных вулканитов) и окружен полями гнейсов и мигматитов купольной структуры, к которой он приурочен. Сложен биотитовыми (7%) с мусковитом (3%) мелко-среднезернистыми и двуслюдяными (4% биотита, 10% мусковита) гранитами в центральной части, переходящими в гнейсограниты периферических зон и полосчатые типичные пегматитоносные граниты в апикальных

Таблица 52

Средний химический состав (в вес. %) гранитоидов Центрального Урала

| Компонент                      | Верхисетский массив |              |                            |                                 |  |
|--------------------------------|---------------------|--------------|----------------------------|---------------------------------|--|
|                                | Кварцевые диориты   | Гранодиориты | Граниты амфибол-биотитовые | Граниты биотитовые с мусковитом | Граниты биотитовые порфиоровидные с мусковитом |
|                                | 1                   | 2            | 3                          | 4                               | 5  |
| SiO <sub>2</sub>               | 56,80               | 64,64        | 68,31                      | 71,05                           | 71,72  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,83                | 0,52         | 0,54                       | 0,26                            | 0,22   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 18,04               | 16,79        | 16,18                      | 15,26                           | 15,03  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,45                | 1,45         | 1,14                       | 0,57                            | 0,58   |
| FeO                            | 4,66                | 2,78         | 1,86                       | 1,80                            | 1,84   |
| MnO                            | 0,14                | 0,08         | 0,05                       | 0,06                            | 0,07   |
| MgO                            | 3,85                | 1,84         | 0,93                       | 0,69                            | 0,34   |
| CaO                            | 6,50                | 4,28         | 2,77                       | 2,21                            | 1,64   |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,98                | 4,15         | 4,45                       | 4,16                            | 4,44   |
| K <sub>2</sub> O               | 1,94                | 2,02         | 2,56                       | 3,44                            | 3,55   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | —                   | —            | —                          | —                               | —  |
| H <sub>2</sub> O*              | 0,41                | 0,44         | 0,87                       | 0,35                            | 0,64   |
| Число проб                     | 20*                 | 30*          | 19*                        | 21*                             | 8*   |

\* По [21]; \*\* По [194].

участках. Более основные амфибол-биотитовые граниты слагают южный, Каменский выступ. Прорван небольшими (несколько км<sup>2</sup>) мезо-гипабиссальными трещинными интрузиями двуслюдяных лейкогранитов и аляскитов (Шамейский, Зенковский штоки), относимых к посторогенному этапу [40]. Аксессуарные представлены магнетитом, ильменитом, апатитом, цирконом, монацитом, гранатом, количество которого возрастает в двуслюдяных и пегматитоносных гранитах. В гранитах посторогенных Зенковского и Шамейского штоков появляются колумбит, флюорит, молибденит, эвксенит и др. [194].

Петрохимическая характеристика гранитоидов. В составе рассматриваемых массивов преобладают кислые субщелочные, пересыщенные глиноземом граниты (табл. 52, рис. 61). Гранитоиды Верхисетского массива заметно выделяются повышенной основностью плагиоклазов, что является очевидным следствием повышенной основности подвергавшегося гранитизации субстрата. Кварцевые диориты краевых зон массива резко отличаются от остальных гранитов высокой основностью и представляют, очевидно, слабо гранитизированные вмещающие амфиболиты. Судя по диаграмме, формирование гранитоидов Адуйского массива можно связывать с более завершенным процессом гранитизации и анатектического

| Адуйский массив с сателлитами |                                   |                     |                                     |                          |                         |
|-------------------------------|-----------------------------------|---------------------|-------------------------------------|--------------------------|-------------------------|
| Каменский                     | Граниты биотитовые порфиоровидные | Каменский           | Граниты пегматитоносные двуслюдяные | Шамейский                | Зенковский              |
| Гранодиориты амфибиотитовые   | Граниты биотитовые порфиоровидные | Граниты двуслюдяные | Граниты пегматитоносные двуслюдяные | Лейкограниты двуслюдяные | Аляскиты мелкозернистые |
| 6                             | 7                                 | 8                   | 9                                   | 10                       | 11                      |
| 70,14                         | 71,74                             | 72,32               | 73,19                               | 73,10                    | 74,30                   |
| 0,34                          | 0,21                              | 0,15                | 0,11                                | 0,11                     | 0,04                    |
| 14,92                         | 14,68                             | 14,47               | 14,54                               | 13,72                    | 14,27                   |
| 0,14                          | 0,48                              | 0,30                | 0,20                                | 0,74                     | 0,31                    |
| 2,67                          | 2,13                              | 1,89                | 1,86                                | 1,51                     | 0,47                    |
| 0,04                          | 0,05                              | 0,05                | 0,05                                | 0,03                     | 0,08                    |
| 0,76                          | 0,34                              | 0,29                | 0,26                                | 1,08                     | 0,22                    |
| 1,86                          | 1,30                              | 1,38                | 0,88                                | 0,82                     | 0,77                    |
| 4,82                          | 3,81                              | 3,88                | 4,14                                | 4,08                     | 4,82                    |
| 3,18                          | 4,26                              | 4,22                | 3,92                                | 4,31                     | 3,79                    |
| 0,18                          | —                                 | 0,09                | 0,07                                | 0,05                     | 0,06                    |
| —                             | —                                 | —                   | —                                   | —                        | —                       |
| 21**                          | 7**                               | 3**                 | 4**                                 | 4**                      | 7**                     |

плавления, состав его гранитов ГФ идентичен составу ограниченных по объему биотитовых и двуслюдяных гранитов Верхисетского массива.

Несмотря на схожесть главных особенностей гранитов Урала с гранитами других редкометальных провинций (кислый субщелочной, пересыщенный глиноземом состав), их отличает одна важная особенность — неизменно повышенные относительно кларкового уровня содержания натрия и заметно пониженные в большинстве разновидностей содержания калия (рис. 62). По мнению автора, обогащенность натрием и относительная обедненность калием определили главные металлогенические особенности Уральской провинции: преимущественное развитие в связи с гранитами Mo, W — редкометального (Ta, Nb, Be) оруденения и резко подчиненный характер оловянной минерализации.

Состав биотитов. Биотиты Верхисетского массива (табл. 53) представлены железомagneзиальными разновидностями с несколько повышенной глиноземистостью. Как и в гранодиорит-гранитных батолитовых интрузиях Забайкалья, в Верхисетском массиве наблюдается увеличение железистости биотитов от гранодиоритов к гранитам без увеличения доли глинозема (рис. 63). В двуслюдяных гранитах Адуйского массива наблюдается свойственное всем гнейсогранитным интрузиям увеличение гли-

Таблица 53

Средний химический состав (в вес. %) биотитов гранитоидов Среднего Урала

| Компонент и числовые характеристики | Верхисетский массив |              |                            |                    |                                 | Адуйский массив                 |                     |
|-------------------------------------|---------------------|--------------|----------------------------|--------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------|
|                                     | Кварцевые диориты   | Гранодиориты | Граниты амфибол-биотитовые | Граниты биотитовые | Граниты биотитовые порфиroidные | Граниты биотитовые порфиroidные | Граниты двуслюдяные |
|                                     | 1                   | 2            | 3                          | 4                  | 5                               | 6                               | 7                   |
| SiO <sub>2</sub>                    | 37,34               | 38,05        | 37,57                      | 36,64              | 35,81                           | 34,70                           | 34,15               |
| TiO <sub>2</sub>                    | 2,63                | 1,57         | 1,86                       | 2,68               | 2,72                            | 3,71                            | 3,79                |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>      | 16,62               | 16,36        | 16,90                      | 16,30              | 16,34                           | 17,57                           | 17,76               |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>      | 4,62                | 4,72         | 5,65                       | 5,56               | 6,14                            | 1,05                            | 1,05                |
| FeO                                 | 13,09               | 14,26        | 12,17                      | 16,09              | 15,92                           | 22,81                           | 21,73               |
| MnO                                 | 0,18                | 0,28         | 0,25                       | 0,48               | 0,50                            | 0,46                            | 0,27                |
| MgO                                 | 12,07               | 11,23        | 12,00                      | 8,78               | 8,43                            | 5,51                            | 7,12                |
| CaO                                 | 0,62                | 0,49         | 0,29                       | 0,44               | 0,62                            | 0,27                            | 0,16                |
| Na <sub>2</sub> O                   | 0,47                | 0,30         | 0,25                       | 0,19               | 0,24                            | 0,70                            | 0,89                |
| K <sub>2</sub> O                    | 7,81                | 8,27         | 8,56                       | 8,60               | 7,82                            | 9,15                            | 9,46                |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>       | 3,89                | 3,38         | 3,41                       | 3,45               | 4,22                            | 2,54                            | 2,75                |
| F                                   | —                   | 0,16 (1)     | —                          | 0,32               | 0,55                            | 0,88                            | 0,62                |
| <i>S</i>                            | 1,51                | 1,97         | 1,88                       | 1,01               | 1,86                            | 1,67                            | 1,63                |
| <i>m</i>                            | 1,66                | 1,67         | 1,62                       | 1,60               | 1,58                            | 1,35                            | 1,41                |
| <i>M</i>                            | 0,56                | 0,52         | 0,55                       | 0,43               | 0,41                            | 0,29                            | 0,36                |
| <i>f</i>                            | 44,4                | 48,0         | 44,7                       | 57,3               | 58,9                            | 70,8                            | 64,2                |
| <i>l</i>                            | 21,9                | 21,6         | 22,2                       | 22,2               | 22,6                            | 24,9                            | 24,8                |
| Число проб                          | 4*                  | 3*           | 3*                         | 6*                 | 2*                              | 1                               | 1                   |

\* Рассчитано по данным работы И.Н. Бушлякова, И.Д. Соболева [21].

ноземистости биотитов, фиксирующее снижение температуры кристаллизации и возрастание активности воды.

**Редкоэлементный состав гранитов.** Помимо повышенного содержания в гранитах натрия и пониженного — калия граниты изученных массивов характеризуются (табл. 54) пониженными по сравнению с другими регионами содержаниями бора при низких, кларковых или нижекларковых, концентрациях фтора. Очень низкими концентрациями большинства гранитофильных элементов, особенно редких щелочей, бериллия и вольфрама (при кларковых содержаниях олова и повышенных — стронция и бария) выделяются гранитоиды Верхисетского массива (ИНК = -3,3, табл. 55). Характеристика гранитоидов Адуйского массива непостоянна. Гранодиоритовые и существенно биотитовые разновидности характеризуются также низкими концентрациями щелочных элементов, Be и W при высоких содержаниях Ba. Содержания олова повышены относительно кларкового уровня в 1,5 раза. В двуслюдяных, и особенно пегматитовых гранитах аликвальной зоны наблюдается заметное концентриро-

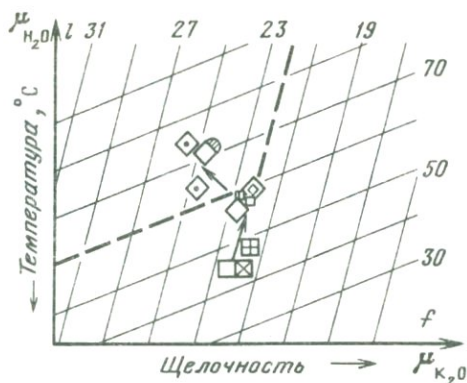


Рис. 63. Условия кристаллизации гранитоидов Верхисетского и Адуйского массивов по составу биотитов

Условные обозначения те же, что и на рис. 61; заштрихована точка среднего состава биотитов редкометалльных гранитов оловянно-вольфрамового пояса Забайкалья; пунктиром выделено поле биотитов редкометалльных и гнейсогранитных формаций Забайкалья

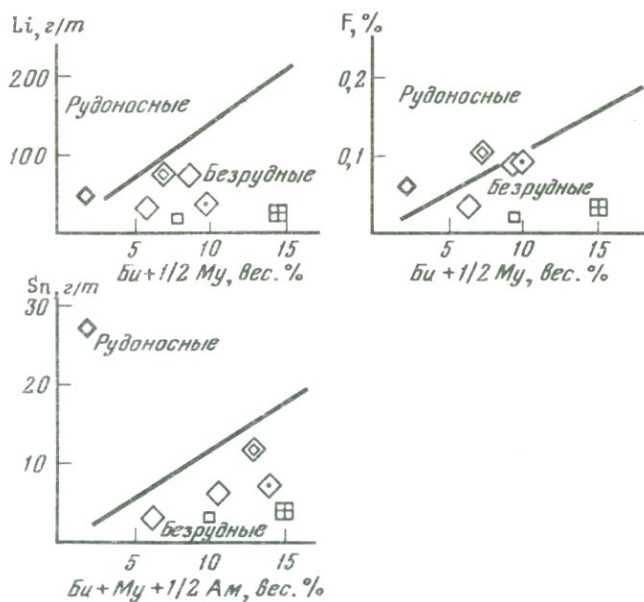


Рис. 64. Оценка степени избыточности концентраций элементов в гранитоидах Верхисетского и Адуйского массивов Центрального Урала

Условные обозначения те же, что и на рис. 61

Таблица 54

Редкоэлементный состав гранитоидов Среднего Урала

| Элемент    | Верхисетский |                    | Адуйский массив с сателлитами |                                    |              |
|------------|--------------|--------------------|-------------------------------|------------------------------------|--------------|
|            | Гранодиориты | Граниты биотитовые | Каменский                     |                                    |              |
|            |              |                    | Кварцевые диориты и диориты   | Граниты биотитовые порфирировидные | Лейкограниты |
| Na, %      | 3,1          | 3,6                | 3,8                           | 3,0                                | 3,0          |
| K          | 1,7          | 2,0                | 1,6                           | 3,2                                | 3,6          |
| F          | —            | —                  | 0,06*                         | 0,05*                              | 0,05*        |
| Li, г/т    | 26           | 20                 | 30                            | 18                                 | 13           |
| Rb         | 41           | 48                 | 44                            | 120                                | 64           |
| Be         | 1,3          | 1,5                | 1,3                           | 1,6                                | 1,2          |
| Sr         | 500          | 540                | 450                           | 180                                | 160          |
| Ba         | 800          | 840                | 1100                          | 1000                               | 1000         |
| B          | 8            | 6                  | 6                             | 6                                  | 5            |
| Sn         | 3,8          | 3,6                | 4,1                           | 4,4                                | 5,4          |
| Mo         | —            | —                  | —                             | —                                  | —            |
| W          | ~0,5         | —                  | ~0,5                          | 0,6                                | 5,6          |
| Zn         | 120          | 65                 | 55                            | 52                                 | 37           |
| Pb         | 20           | 32                 | 17                            | 26                                 | 25           |
| K/Rb       | 415          | 417                | 367                           | 267                                | 562          |
| Ba/Rb      | 19,5         | 17,5               | 25,0                          | 8,3                                | 15,6         |
| Число проб | 4            | 2                  | 4                             | 3                                  | 4            |

\* По [41, 39].

Примечание: (—) — нет данных.

вание редких щелочей, Be, W и Sn при одновременном резком снижении концентраций Sr и Ba, и граниты становятся редкометальными (ИНК = 6,3 кларка, табл. 55). Но при этом ни фтор, ни бор не концентрируются. Наиболее высокие концентрации Rb, Sn при резком падении содержаний Sr и Ba, наблюдаются в посторогенных гипабиссальных интрузиях лейкогранитов (Зенковский шток), в связи с которыми фиксируются признаки Ta-Nb минерализации [41]. Следует подчеркнуть, что повышение концентраций лития и олова в двуслюдяных гранитах Адуйского массива связано в основном с повышенным количеством в гранитах слюд. Благодаря этому содержания этих элементов (а также фтора) в гранитах массива не являются избыточными (рис. 64) и, следовательно, свидетельствуют о безрудности гранитов, включая пегматитоносные. Безруден также и Верхисетский массив, граниты которого характеризуются еще более низкими концентрациями гранитофильных элементов (рис. 64), что находит отражение в отрицательных значениях ИНК (табл. 55). Безрудность гранитов ГФ Верхисетского и Адуйского массивов подчеркивается также повышенными концентрациями Sr (Верхисетский массив) и бария (Адуйский массив), находящимися в числителе элементных формул (табл. 55).

| Адуйский массив с сателлитами      |                     |                         |            |                     |
|------------------------------------|---------------------|-------------------------|------------|---------------------|
| Граниты биотитовые порфирировидные | Граниты двуслюдяные | Граниты пегматитоносные | Зенковский | Шамейский           |
|                                    |                     |                         | Аляскиты   | Граниты двуслюдяные |
| 3,0                                | 2,9                 | 3,3                     | 3,3        | 3,0                 |
| 3,5                                | 3,7                 | 3,2                     | 3,3        | 3,6                 |
| 0,07*                              | 0,07*               | 0,10*                   | 0,06*      | 0,13*               |
| 77                                 | 36                  | 76                      | 52         | 45*                 |
| 180                                | 210                 | 280                     | 430        | 140*                |
| 2,5                                | 4,6                 | 6,4                     | 5,0        | —                   |
| 220                                | 150                 | 60                      | 25         | —                   |
| 1400                               | 1800                | 280                     | 15         | —                   |
| 5                                  | 8                   | 10                      | 8          | —                   |
| 6,4                                | 7,2                 | 11,8                    | 29         | 4,0                 |
| 1,7                                | 1,7                 | 2,7                     | 3,2        | 6,0                 |
| ~10                                | 1,1                 | 2,2                     | 1,5        | —                   |
| 55                                 | 56                  | 50                      | 36         | —                   |
| 30                                 | 47                  | 33                      | 38         | —                   |
| 194                                | 176                 | 114                     | 77         | —                   |
| 7,8                                | 3,8                 | 1,0                     | 0,03       | —                   |
| 4                                  | 11                  | 6                       | 12         | —                   |

Среди рассмотренных гранитов Урала только лейкограниты небольших посторогенных интрузий (Зенковский шток) выделяются резко избыточными концентрациями олова. Вместе с тем в них нарушен свойственный редкометальным гранитам принцип соответствия уровня концентраций Li, Sn, F. Содержания лития и фтора в аляскитах Зенковского штока являются лишь слабо избыточными (рис. 64), что при низких содержаниях бора резко ограничивает возможность постмагматического флюидного сброса.

Сделанные выводы подтверждаются диаграммой рудоносности (рис. 65), фиксирующей полную безрудность Верхисетского массива. Безрудны также биотитовые и двуслюдяные граниты ГФ Адуйского массива, купольные дифференциаты которого — пегматитоносные граниты — представляют по диаграмме рудоносные разновидности. Но поскольку в их ограниченном объеме фиксируются предельные уровни концентраций элементов в апикальной зоне Адуйской гранитной системы, общая потенциальная рудоносность пегматитоносных гранитов резко ограничена. Более перспективны глубинные поздние дифференциаты системы (Зенковский, Шамейский штоки). Точки этих локальных массивов располагаются на диаграмме в

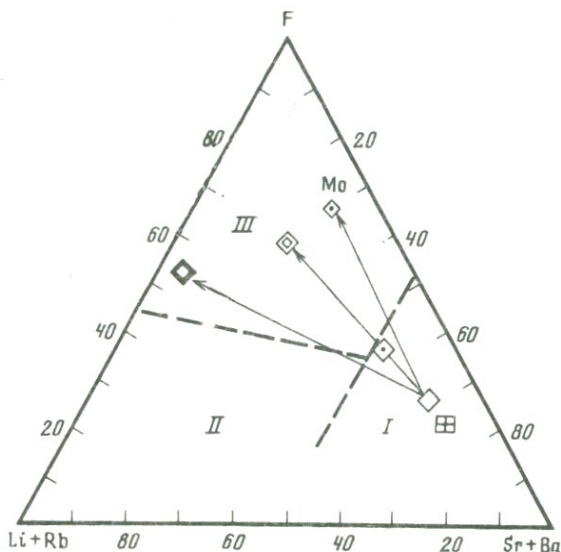


Рис. 65. Диаграмма рудоносности гранитов Адуйского массива Центрального Урала  
Условные обозначения те же, что на рис. 61

Таблица 55

Геохимическая характеристика гранитоидов Урала в элементных формулах

| Массив              | Порода                                | Элементная формула   | Индекс концентрации |
|---------------------|---------------------------------------|--|---------------------|
| Верхне-сетский      | Гранодиориты                          | $\frac{\text{Zn}_{2,4} - \text{Sr}_{1,7} - \text{Sn}_{1,3}}{\text{Rb}_{0,2} - \text{W}_{0,3} - \text{Be}_{0,4} - \text{B}_{0,5} - \text{Li}_{0,6}}$  | -3,4                |
|                     | Граниты биотитовые                    | $\frac{\text{Sr}_{1,8} - \text{Pb}_{1,6} - \text{Zn}_{1,3} - \text{Sn}_{1,2}}{\text{Rb}_{0,3} - \text{B}_{0,4} - \text{Li}_{0,5} - \text{Be}_{0,5}}$   | -2,3                |
| Адуйский            | Граниты биотитовые порфиридитовидные* | $\frac{\text{Sn}_{2,1} - \text{Li}_{1,9} - \text{Ba}_{1,8} - \text{Mo}_{1,7} - \text{Pb}_{1,5}}{\text{B}_{0,3} - \text{Sr}_{0,7}}$   | +1,7                |
|                     | Граниты двуслюдяные                   | $\frac{\text{Sn}_{2,4} - \text{Pb}_{2,3} - \text{Ba}_{2,2} - \text{Mo}_{1,7} - \text{Be}_{1,5} - \text{Rb}_{1,2}}{\text{B}_{0,5} - \text{Sr}_{0,5} - \text{W}_{0,7}}$                                    | +2,1                |
|                     | Граниты двуслюдяные пегматитовосные   | $\frac{\text{Sn}_{3,9} - \text{Mo}_{2,7} - \text{Be}_{2,1} - \text{Li}_{1,9} - \text{Rb}_{1,6} - \text{Pb}_{1,6} - \text{W}_{1,5} - \text{F}_{1,2}}{\text{Sr}_{0,2} - \text{Ba}_{0,3} - \text{B}_{0,7}}$ | +8,2                |
| Зенковский сателлит | Аляски-ты                             | $\frac{\text{Sn}_{9,7} - \text{Mo}_{3,2} - \text{Rb}_{2,5} - \text{Pb}_{1,9} - \text{Be}_{1,7} - \text{Li}_{1,3}}{\text{Sr}_{0,1} - \text{Ba} < 0,1 - \text{B}_{0,5} - \text{Zn}_{0,7}}$                 | +13,8               |

\* Без вольфрама.

поле рудоносных гранитов с низким уровнем концентрации фтора. Из них положение на диаграмме точки шамейских двуслюдяных гранитов, сопровождающихся молибденитовым штокверком [41], соответствует точкам рудоносных (Mo, W) массивов субщелочной группы Забайкалья.

### Редкометалльная провинция Центрального Казахстана

Гранитоиды провинции исторически послужили своего рода эталонным объектом для отработки геохимических принципов оценки рудоносности гранитных интрузий [94, 95]. Им посвящена обширная геологическая и петролого-геохимическая литература. В настоящем разделе автор ограничивается рассмотрением степени информативности имеющихся геохимических данных в отношении оценки рудоносности отдельных гранитных массивов на основе разработанного методического подхода.

Регион Центрального Казахстана представляет собой типичный древний кристаллический массив [109], палеозойский магматизм которого связан с несколькими этапами палеозойской тектоно-магматической активизации в областях длительной тектонической активности.

В пределах провинции широко распространены каледонские и герцинские гранитоиды. Последние, имеющие основное металлогеническое значение, подразделяются на четыре главных интрузивных комплекса: гранодиоритовые балхашский ( $C_1$ , 350 млн. лет в среднем) и топарский ( $C_{2-3}$ , 300 млн. лет) и преобладающие по распространению лейкогранитные калдырминский ( $C_3$ , 300–320 млн. лет) и акчатауский посторогенный ( $P_2$ , 270–300 млн. лет) [114]. Редкометалльное оруденение молибденово-вольфрамово-калишпатовой формации (кварцево-жильный и грейзеновый типы) связывается с лейкогранитами акчатауского комплекса [201]. Рудоносные массивы фиксируются резкими гравитационными минимумами, размеры их изменяются от менее  $1 \text{ км}^2$  до  $1000 \text{ км}^2$ , глубина эрозионного среза не превышает 500 м, вертикальная протяженность оценивается от 5 до 15 км и более, максимально рудоносны массивы, имеющие наибольшую вертикальную протяженность [48]. Устанавливаемое обогащение рудоносных гранитов гранитофильными элементами не обусловлено геохимическими особенностями вмещающих осадочно-метаморфических толщ [38].

Несмотря на общепринятые взгляды о связи оруденения с лейкогранитами акчатауского комплекса, формационное расчленение лейкогранитов калдырминского и акчатауского комплексов далеко не однозначно [13, 114, 122]. В массивах обоих комплексов выделяются крупно- и среднезернистые граниты ГФ, мелко-среднезернистые граниты ФДИ (обычно несколько генераций). Оба комплекса сложены существенно лейкократовыми гранитами с содержанием биотита 1,5–2% (калдырминские) и 0,5–1,3% (акчатауские [114]). В калдырминских гранитах калишпат преобладает над плагиоклазом, в акчатауских – резко преобладает. В обоих комплексах наиболее характерными акцессорными являются ильменит и магнетит (0,6–0,3%), постоянно присутствуют апатит и циркон, в калдырминских гранитах – сфен, обычно отсутствующий в акчатауских.

**Петрохимическая характеристика.** Гранитоиды калдырминского и акчатауского комплексов по петрохимическим параметрам практически

Таблица 56

Средний химический состав (в вес. %) гранитов Центрального Казахстана, Юго-Западного Алтая и юга Витимского плоскогорья

| Компонент                      | Граниты Центрального Казахстана |                            |                            |             | Гранитоиды Юго-                        |                    |
|--------------------------------|---------------------------------|----------------------------|----------------------------|-------------|--|--------------------|
|                                | Калдырминский                   | Акчатауский комплекс       |                            |             | Комплекс гнейсогранитов Иртышской зоны |                    |
|                                |                                 | Лейкограниты биотитовые ГФ | Лейкограниты биотитовые ГФ | Аляскиты ГФ | Лейкограниты средне-мелкозернистые ФДИ | Гнейсы и мигматиты |
|                                | 1                               | 2                          | 3                          | 4           | 5                                      | 6                  |
| SiO <sub>2</sub>               | 73,99                           | 75,03                      | 75,87                      | 75,14       | 63,72                                  | 72,09              |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,24                            | 0,21                       | 0,19                       | 0,15        | 0,65                                   | 0,26               |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13,49                           | 13,09                      | 12,39                      | 13,24       | 13,13                                  | 13,97              |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,26                            | 1,02                       | 0,98                       | 0,94        | 3,48                                   | 1,03               |
| FeO                            | 0,88                            | 0,75                       | 0,79                       | 0,55        | 2,34                                   | 1,59               |
| MnO                            | 0,04                            | 0,06                       | 0,06                       | 0,02        | 0,05                                   | 0,05               |
| MgO                            | 0,50                            | 0,38                       | 0,15                       | 0,23        | 2,53                                   | 1,07               |
| CaO                            | 0,96                            | 0,96                       | 0,55                       | 0,83        | 7,41                                   | 2,57               |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,32                            | 3,39                       | 4,12                       | 3,61        | 3,03                                   | 3,53               |
| K <sub>2</sub> O               | 4,59                            | 4,13                       | 4,83                       | 4,59        | 1,61                                   | 2,69               |
| П.п.п.                         | —                               | —                          | —                          | —           | 1,69                                   | 0,59               |
| H <sub>2</sub> O               | —                               | —                          | —                          | —           | —                                      | —                  |
| Число проб                     | 73*                             | 124*                       | —**                        | 106*        | 5***                                   | 38***              |

\* По [114]; \*\* По [122]; \*\*\* По [99]; \* По [110]; \* По В.К. Хрусталеву.

неразличимы и представлены группой субщелочных пересыщенных глиноземом ультракислых гранитов (табл. 56, рис. 66). Гранитам обоих комплексов свойственны повышенные содержания калия при кларковых концентрациях натрия (рис. 67); в этом отношении лейкограниты Казахстана идентичны Забайкальским.

Состав слюд (Акчатауский массив) имеет решающее значение для понимания генезиса гранитоидов. Как следует из диаграммы рис. 68, биотиты представлены высокотемпературными глиноземисто-магнезиальными модификациями (табл. 57), и в этом отношении сходны с биотитами рудоносных субщелочных лейкогранитов Западного Забайкалья, также сопровождающихся вольфрамит-молибденитовым оруденением (гл. 1). Как было показано, магнезиальные биотиты отражают маловодность исходных расплавов, что подтверждается незначительным количеством мусковита (1,5–2%) в апикальных зонах рудоносных интрузий субщелочных лейкогранитов Казахстана. Повышенная глиноземистость магнезиальных биотитов акчатауского комплекса обусловлена, по-видимому, преимуществен-

| Западного Алтая     |  |   | Граниты юга Витимского плоскогорья |                                  |                                 |
|---------------------|--|---|------------------------------------|----------------------------------|---------------------------------|
| Калбинский комплекс |  |   | Баргузинский комплекс              | Зазинский комплекс               |                                 |
| Адамеллиты ГФ       | Граниты биотитовые и двуслюдяные ЗФ (монастырские) | Граниты двуслюдяные средне-мелкозернистые ФДИ | Граниты ГФ                         | Лейкограниты рудоносных массивов | Лейкограниты безрудных массивов |
| 7                   | 8  | 9   | 10                                 | 11                               | 12                              |
| 70,22               | 74,23  | 72,46   | 72,22                              | 75,31                            | 74,45                           |
| 0,38                | 0,13   | 0,24  | 0,26                               | 0,17                             | 0,21                            |
| 14,33               | 13,13  | 14,29   | 14,62                              | 12,59                            | 12,98                           |
| 0,82                | 0,59   | 0,73  | 0,82                               | 1,09                             | 1,01                            |
| 2,42                | 1,50   | 1,55  | 1,15                               | 0,93                             | 0,81                            |
| 0,04                | 0,03   | 0,06  | —                                  | 0,04                             | 0,03                            |
| 1,20                | 0,47   | 0,73  | 0,52                               | 0,47                             | 0,41                            |
| 2,22                | 0,86   | 1,49  | 1,64                               | 0,64                             | 0,76                            |
| 3,35                | 3,46   | 3,35  | 3,70                               | 3,42                             | 3,78                            |
| 3,62                | 4,38   | 4,22  | 4,58                               | 4,42                             | 4,93                            |
| 0,64                | 0,41   | 0,74  | —                                  | —                                | —                               |
| —                   | —  | —   | —                                  | —                                | —                               |
| 71***               | 26***  | 71***   | 54**                               | 65**                             | 60**                            |

но паракристаллическим составом субстрата, в среде которого формировались исходные расплавы интрузий субщелочных гранитов.

Редкоэлементный состав гранитов Центрального Казахстана частично охарактеризован в ряде работ [13, 114, 122, 123]. Гранитам наиболее рудоносных массивов свойственны геохимические особенности (табл. 58), отличающие рудоносные субщелочные граниты Забайкалья: высокие или повышенные концентрации F, Rb, W, Be, в меньшей степени Mo, умеренно повышенные концентрации Li и Sn и низкие — Sr и Ba. По уровню концентрации гранитофильных элементов лейкограниты рудоносных массивов акчатауского комплекса являются типичными редкометалльными (ИНК = 11 кларков, табл. 59). На диаграмме рудоносности (рис. 69) точки рудоносных массивов (Акчатау, Коктенколь) группируются вблизи F — угла диаграммы, отражая высокую рудоносность гранитов (ГФ и ФДИ). Вместе с тем диаграмма фиксирует лишь ограниченную рудоносность Восточно-Коунрадского массива, сложенного, по мнению Е.В. Негрей и О.И. Ясхухина [122], гранитами калдырминского комплекса (акчатауский

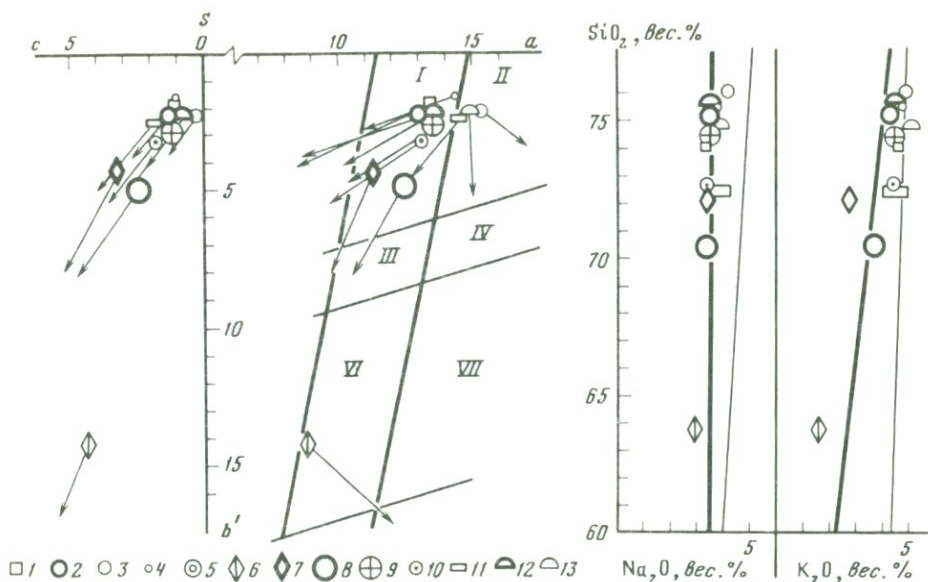


Рис. 66. Петрохимическая диаграмма А.Н. Заварицкого верхнепалеозойских гранитоидов Центрального Казахстана, Юго-Западного Алтая и юга Витимского плоскогорья (см. табл. 58)

1-5 - Центральный Казахстан: 1 - калдырминский комплекс, лейкограниты, 2-4 - акчатауский комплекс (2 - лейкограниты ГФ, 3 - аляскииты ГФ, 4 - лейкограниты ФДИ), 5 - пегматиты; 6-10 - Юго-Западный Алтай: 6, 7 - комплекс гнейсовидных гранитов Иртышской зоны (6 - гнейсы и мигматиты, 7 - гнейсограниты ГФ), 8-10 - калбинский комплекс (8 - адамеллиты ГФ, 9 - лейкограниты 3Ф (монастырские), 10 - граниты двуслюдяные ФДИ); 11-13 - юг Витимского плоскогорья; 11 - баргузинский комплекс, лейкограниты, 12, 13 - зазинский комплекс (12 - лейкограниты рудоносных массивов, 13 - аляскииты безрудных массивов); I-VII - поля: I - гранитов, II - щелочных гранитов, III - гранодиоритов, IV - граносиенитов, VI - диоритов, VII - щелочноземельных сиенитов

Рис. 67. Соотношение  $\text{SiO}_2$ - $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2$ - $\text{K}_2\text{O}$  в верхнепалеозойских гранитоидах Центрального Казахстана, Юго-Западного Алтая и юга Витимского плоскогорья (см. табл. 58)

Условные обозначения те же, что и на рис. 66

рудonoсный комплекс представлен в массиве субвулканическими лейкогранитами, геохимические сведения по которым отсутствуют).

Принадлежность лейкогранитов Казахстана к рудоносным однозначно подтверждается резкой избыточностью концентраций F (рис. 70) в сочетании с умеренно избыточными концентрациями Li и Sn (элементов, не характерных для субщелочных лейкогранитов). Как и в Забайкалье, степень рудоносности конкретных массивов субщелочных лейкогранитов определялась в первую очередь уровнем накопления фтора. Наконец, в биотитах рудоносных массивов Казахстана наблюдается резкое возрастание содержаний характерных гранитофильных элементов, свидетельствующее о их концентрировании на магматическом этапе. По данным В.И. Серых [154], в биотитах безрудных и рудоносных массивов содержания фтора составляют соответственно 1,1 и 2,85%, олова 20 и 95 г/т;

Таблица 57

Химический состав биотитов (в вес. %) гранитоидов палеозойских провинций СССР

| Компоненты и числовые характеристики | Центральный Казахстан*                          |                                 |          | Юго-Западный Алтай**        |   |                        | Юг Витимского плоскогорья*** |                  |
|--------------------------------------|---|---------------------------------|----------|-----------------------------|---|------------------------|------------------------------|------------------|
|                                      | Акчатауский комплекс, Акчатауский массив        |                                 |          | Калбинский комплекс         |   |                        | Зазинский комплекс           |                  |
|                                      | Лейкограниты крупнозернистые и порфировидные ГФ | Лейкограниты мелкозернистые ФДИ | Пегматит | Адамеллиты порфировидные ГФ | Лейкогранит ЗФ (монастырского типа, Себинский массив) | Двуслюдяной гранит ФДИ | Хильминский массив           | Алтанский массив |
|                                      |   |                                 |          |                             |   | Аляскит ГФ             | Аляскит ГФ                   |                  |
| SiO <sub>2</sub>                     | 37,5  | 39,3                            | 39,6     | 24,5                        | 25,6  | 31,6                   | 38,02                        | 37,26            |
| TiO <sub>2</sub>                     | 2,4   | 2,1                             | 1,5      | 3,63                        | 2,58  | 1,7                    | 3,25                         | 2,75             |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>       | 20,7  | 20,0                            | 14,6     | 19,2                        | 16,0  | 18,6                   | 11,78                        | 12,57            |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>       | 2,5   | 7,0                             | 8,0      | 26,6                        | 31,4  | 26,2                   | 7,82                         | 9,97             |
| FeO                                  | 12,8  | 8,5                             | 6,5      |                             |   |                        | 17,73                        | 15,80            |
| MnO                                  | 0,25  | 0,3                             | 1,1      | 0,4                         | 0,34  | 0,75                   | 0,26                         | 0,77             |
| MgO                                  | 12,2  | 11,0                            | 13,5     | 5,2                         | 5,0   | 4,5                    | 6,44                         | 6,28             |
| CaO                                  | 1,1   | 1,3                             | —        | 0,37                        | 0,42  | 1,05                   | 2,14                         | 1,80             |
| Na <sub>2</sub> O                    | 0,2   | 0,2                             | —        | 0,23                        | 0,17  | 0,42                   | 0,91                         | 1,59             |
| K <sub>2</sub> O                     | 6,3   | 7,6                             | 10,1     | 9,65                        | 9,2   | 7,0                    | 6,89                         | 6,00             |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>        | 2,1   | 2,4                             | 2,4      | Нет данных                  | Нет данных  | Нет данных             | 3,83                         | 4,73             |
| F                                    | 2,1   | 2,0                             | 4,45     | То же                       | То же   | То же                  | 0,60                         | 0,52             |
| <i>S</i>                             | 1,54  | 1,76                            | 2,30     | 1,11                        | 1,37  | 1,37                   | 2,73                         | 2,50             |
| <i>m</i>                             | 1,29  | 1,30                            | 1,84     | 1,22                        | 1,70  | 1,20                   | 2,17                         | 2,02             |
| <i>M</i>                             | 0,59  | 0,57                            | 0,64     | 0,28                        | 0,23  | 0,25                   | 0,32                         | 0,31             |
| <i>f</i>                             | 41,0  | 42,9                            | 36,2     | 72,0                        | 76,5  | 74,4                   | 68,2                         | 68,9             |
| <i>l</i>                             | 26,3  | 24,6                            | 19,5     | 30,0                        | 24,6  | 28,1                   | 16,9                         | 18,1             |

\* По данным Р.Н. Мальковой, С.Н. Митрофанской [114].

\*\* По данным В.С. Кузубного и др. [100].

\*\*\* По данным В.К. Хрусталева.

в мусковитизированных биотитах Акчатауского массива содержания W возрастают до 40 г/т против 7 г/т в обычном биотите [114].

В целом геохимические данные позволяют рассматривать гранитоиды калдырминского и акчатауского комплексов, по аналогии с горскими и рудогорскими гранитами Центральной Европы, в качестве последовательных интрузивных мегафаз единого магматического процесса, в котором высокие концентрации характерных для субщелочных гранитов элементов (F, W, Rb, Be, Mo) достигались только в отдельных магматических очагах поздней мегафазы.

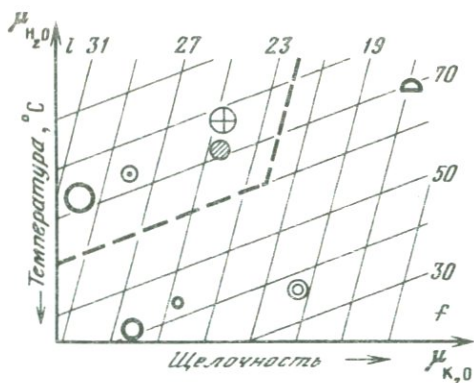


Рис. 68. Условия кристаллизации верхнепалеозойских гранитоидов Центрального Казахстана, Юго-Западного Алтая и юга Витимского плоскогорья по составу биотитов (см. табл. 58)

Условные обозначения те же, что и на рис. 66; заштрихована точка среднего состава биотитов редкометальных гранитов Забайкалья

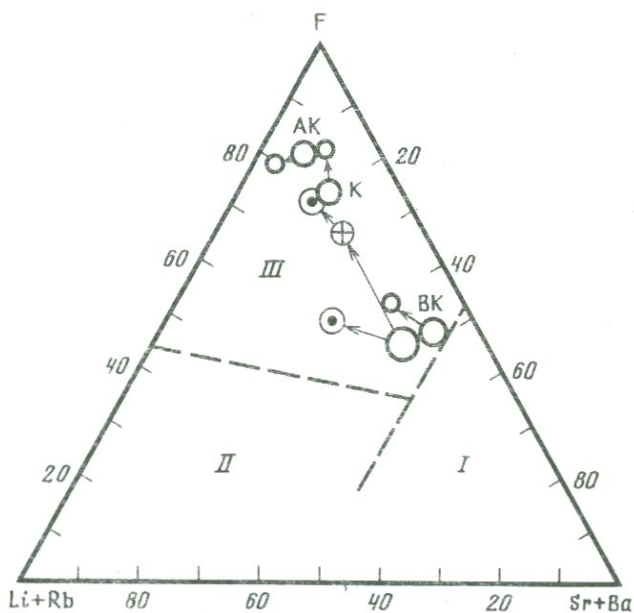


Рис. 69. Диаграмма рудоносности верхнепалеозойских гранитоидов Центрального Казахстана и Юго-западного Алтая

I—III — поля гранитов: I — безрудных, II — ограниченно рудоносных, III — рудоносных  
Условные обозначения те же, что и на рис. 66

Массивы Центрального Казахстана: АК — Акчатау, К — Коктенколь, ВК — Восточный Коунрад



Рис. 70. Оценка степени избыточности концентраций элементов в верхнепалеозойских гранитоидах Центрального Казахстана, Юго-Западного Алтая и юга Витимского плоскогорья. Условные обозначения те же, что и на рис. 66

Таким образом, Центральный Казахстан по характеру металлогении и геохимическим особенностям рудоносных лейкогранитов, принадлежащих к субщелочному ряду, параллелизуется с молибденовым металлогеническим поясом Забайкалья.

#### Калба-Нарымская редкометалльная провинция Юго-Западного Алтая

Провинция представляет редкометалльный пояс северо-западного простирания, связанный с Прииртышским геоантиклинальным поднятием Алтае-Зайсанской геосинклинальной складчатой системы [107]. Редкометалльное оруденение провинции связано с верхнепалеозойскими гранитоидами калбинского комплекса [99, 107]. Комплекс образован серией массивов, принадлежащих единой батолитоподобной интрузии протяженностью в 400 км и шириной в 20–50 км, прорывающей с интенсивным ороговикованием песчано-сланцевые толщи девона–карбона. Ширина ореолов ороговикования достигает 2 км, эрозионный срез разных массивов оценивается от 300 до 1500 м. В целом интрузия представляет собой громадную плиту переменной (от 2 до 12 км) мощности и площадью надкровлевой зоны более 10 000 км<sup>2</sup>. Размещение интрузивных тел контролируется зонами глубинных разломов, в пределах которых их вертикальная протяженность резко увеличивается до 8–12 км ("магмоводы").

Таблица 58

Средний редкоэлементный состав гранитов Центрального Казахстана и Юго-Западного Алтая

| Элемент              | Граниты Центрального Казахстана* |                                 |                                 |                  |                  |
|----------------------|----------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|------------------|------------------|
|                      | Калдырминский                    | Акчатауский комплекс            |                                 |                  |                  |
|                      |                                  | Лейкограниты биотитовые в целом | Лейкограниты биотитовые в целом | Аляскиты в целом | Массив Акчатау   |
|                      | Лейкограниты ГФ                  |                                 |                                 |                  | Лейкограниты ФДИ |
| 1                    | 2                                | 3                               | 4                               | 5                |                  |
| SiO <sub>2</sub> , % | 74,0                             | 75,0                            | 75,9                            | 74,5             | 75,8             |
| Na                   | 2,6                              | 2,6                             | 3,1                             | 2,5              | 2,7              |
| K                    | 3,8                              | 3,8                             | 4,0                             | 4,0              | 4,0              |
| F                    | —                                | —                               | —                               | 0,26             | 0,29             |
| Li, г/т              | —                                | —                               | —                               | 70               | 100              |
| Rb                   | 140                              | 320                             | 210                             | 320              | 550              |
| Be                   | 2,6                              | 6,3                             | 3,4                             | 8                | 10               |
| Sr                   | 170                              | 60                              | 50                              | —                | —                |
| Ba                   | 630                              | 70                              | 40                              | —                | —                |
| B                    | —                                | —                               | —                               | —                | —                |
| Sn                   | 2,8                              | 4,6                             | 3,4                             | 4,5              | 8,6              |
| W                    | —                                | —                               | —                               | 10               | 16               |
| Nb                   | 15                               | 42                              | 30                              | 27               | 25               |
| Mo                   | 2,8                              | 2,9                             | 2,2                             | 3                | 1,5              |
| Zn                   | 32                               | 72                              | 42                              | —                | —                |
| Pb                   | 25                               | 34                              | 25                              | —                | —                |
| Cr                   | 65                               | 6,5                             | 6,6                             | —                | —                |
| Co                   | 2,1                              | 2                               | 0,9                             | —                | —                |
| Ni                   | 6,2                              | 6,5                             | 7,1                             | —                | —                |
| K/Rb                 | 275                              | 120                             | 190                             | 125              | 73               |
| Ba/Rb                | 4,5                              | 0,21                            | 0,19                            | —                | —                |

\* По [13, 114, 122, 123]. \*\* По [99, 107, 163, 164].

Глубина залегания кровли изменяется от 2–3 до 5 км (гипабиссально-мезоабиссальные условия [99, 202]).

В составе калбинского комплекса выделяются три интрузивные фазы. ГФ представлена биотитовыми, содержащими 2% мусковита, средне-крупнозернистыми порфирированными адамеллитами-гранитами, слагающими 55% общей площади массивов комплекса. [163]. Среди аксессуарных многочисленны гранат, циркон, ильменит, апатит.

Ко II фазе большинством исследователей [99, 202] относятся мелко-среднезернистые биотитовые и двуслюдяные граниты, слагающие около 18% площади комплекса и формирующие пластообразные залежи, отдельные дайкообразные тела и их серии, представляющие типичные пегматитоносные граниты ФДИ. С гранитами ГФ они связаны интрузивными соот-

|  |  | Граниты Юго-Западного Алтая |                  |                       |                                 |                  |
|--|--|-----------------------------|------------------|-----------------------|---------------------------------|------------------|
|  |  | Акчатауский комплекс        |                  | Калбинский комплекс** |                                 |                  |
|  |  | Массив Восточный Коунрад    |                  | Адамеллиты ГФ         | Лейкограниты ЗФ. (монастырские) | Лейкограниты ФДИ |
|  |  | Лейкограниты ГФ             | Лейкограниты ФДИ |                       |                                 |                  |
|  |  | 6                           | 7                | 8                     | 9                               | 10               |
|  |  | 73,2                        | 75,6             | 70,2                  | 74,2                            | 72,5             |
|  |  | 2,7                         | 2,6              | 2,5                   | 2,7                             | 3,0              |
|  |  | 3,8                         | 3,7              | 3,2                   | 4,2                             | 3,7              |
|  |  | 0,14                        | 0,12             | 0,09                  | 0,2                             | ~0,15            |
|  |  | 92                          | 110              | 110                   | 120                             | 73               |
|  |  | 140                         | 170              | 170                   | 260                             | 250              |
|  |  | 5                           | 4,5              | 6,8                   | 6,6                             | 9                |
|  |  | 420                         | 280              | 330                   | 280                             | 90               |
|  |  | 920                         | 530              | 460                   | 350                             | 310              |
|  |  | —                           | —                | 8                     | 13                              | 14               |
|  |  | 1,7                         | 0,7              | 7,3                   | 12                              | ~20              |
|  |  | 3,4                         | 10               | —                     | —                               | —                |
|  |  | 20                          | 20               | —                     | 17                              | 15               |
|  |  | 2,5                         | 1,5              | —                     | 6                               | 6,6              |
|  |  | 25                          | 27               | 38                    | 12                              | 47               |
|  |  | 24                          | 30               | 22                    | 45                              | 22               |
|  |  | 3,2                         | 4,0              | 45                    | 10                              | 23               |
|  |  | —                           | —                | 3                     | —                               | 3                |
|  |  | 5                           | 6,5              | 16                    | 2                               | 11               |
|  |  | 272                         | 218              | 188                   | 162                             | 148              |
|  |  | 6,6                         | 3,1              | 2,7                   | 1,3                             | 1,2              |

ношениями, в отдельных случаях — постепенными переходами [107]. Граниты ФДИ содержат около 10% слюд (биотита и мусковита приблизительно в равных количествах), кислый плагиоклаз-альбит в них преобладает над микроклином, в составе аксессуарных многочисленны гранат, присутствуют циркон, ильменит, апатит, турмалин.

В III фазу выделяются крупно- и среднезернистые граниты лейкократового облика (монастырские), слагающие несколько крупных отдельных массивов и участков в массивах гранитов ГФ и прорывающие последние. В последнее время А.Н. Леонтьев [138] выделяет их в самостоятельный монастырский комплекс. Монастырские граниты содержат около 5% биотита и 1% мусковита, калишпат в них преобладает над плагиоклазом [163], аксессуарные представлены апатитом, гранатом, цирконом,

Таблица 59

Средняя геохимическая характеристика гранитоидов азиатских палеозойских редкометальных провинций в элементных формулах

| Регион                    | Комплекс     | Порода  | Элементная формула  | Индекс концентрации |
|---------------------------|--------------|---|---|---------------------|
| Центральный Казахстан     | Акчатауский  | Лейкограниты ГФ преимущественно по наиболее рудоносным массивам | $\frac{W\ 4,5 - Mo\ 2,9 - F\ 2,5 - Be\ 2,1 - Li\ 2,0 - Rb\ 1,9 - Pb\ 1,7 - Sn\ 1,5 - Zn\ 1,4}{Ba\ 0,1 - Sr\ 0,2}$ | +11,1               |
|                           |              |   |   |                     |
| Юго-Западный Алтай        | Калбинский   | Адамеллиты ГФ   | $\frac{Li\ 2,8 - Sn\ 2,5 - Be\ 2,3}{B\ 0,5 - Ba\ 0,6}$ (без W и Mo)   | +4,1                |
|                           |              | Лейкограниты ЗФ (монастырские)                                  | $\frac{Sn\ 4,0 - Li\ 2,8 - F\ 2,5 - Be\ 2,2 - Pb\ 2,2 - Rb\ 1,5}{Zn\ 0,2 - Ba\ 0,4}$ (без W и Mo)                 | +9,2                |
|                           |              | Граниты мелко-среднезернистые ФДИ                               | $\frac{Sn\ 6,6 - Be\ 3,0 - F\ 1,9 - Li\ 1,8 - Rb\ 1,5}{Sr\ 0,3 - Ba\ 0,4}$ (без W и Mo)                           | +9,8                |
| Юг Витимского плоскогорья | Баргузинский | Граниты биотитовые  | $\frac{-}{F\ 0,3 - W\ 0,5 - Li\ 0,7 - Be\ 0,7 - Mo\ 0,7 - Ba\ 0,7}$   | -2,1                |
|                           |              | Средне-верхнепалеозойский (заинский)                            | $\frac{-}{F\ 0,4 - Ba\ 0,4 - Sr\ 0,5}$  | -0,6                |
|                           |              | Лейкограниты рудоносных массивов                                | $\frac{Li\ 3,2 - W\ 3,2 - Sn\ 3,0 - Mo\ 3,0 - B\ 2,6 - Be\ 2,1 - Pb\ 1,4 - Zn\ 1,3 - Rb\ 1,2}{Sr\ 0,5 - Ba\ 0,5}$ | +11,7               |

ксенотимом, ильменитом; слагают 36% площади комплекса. Автором монастырские граниты отнесены к ЗФ.

Абсолютный возраст гранитов ГФ 250–320 млн. лет (280 млн. лет в среднем), монастырских гранитов – 200–280 млн. лет, гранитов ФДИ – 200–230 млн. лет [107].

Граниты сопровождаются участками гидротермального оловянно-вольфрамового оруденения и полями пегматитов с комплексной редкометалловой (Cs, Li, Ta, Nb, Be, Sn, W) минерализацией [107]. Оловянно-вольфрамовое оруденение связывается с гранитами ГФ и ЗФ [202].

Северо-восточнее Калбинского массива, в прилегающей к Иртышскому антиклинальному поднятию Прииртышской зоне смятия развит комплекс разновозрастных (250–370 млн. лет) с калбинским верхнепалеозойских гнейсогранитоидов, формирующих узкие, мощностью менее 1 км, но протяженные (до 6–7 км) акмолитовые тела, сложенные гнейсовидными метагранитами, гранодиоритами и адамеллитами, а также незначительно распространенными двуслюдяными лейкогранитами ФДИ. Акцессорные представлены апатитом, цирконом, магнетитом, ильменитом, постоянно отмечается сфен, турмалин, флюорит. Тела комплекса окружены зонами мигматитов и гранитизированных сланцев и характеризуются "просвечивающими" текстурами, соответствующими структуре вмещающих гнейсов. Все эти данные свидетельствуют о формировании комплекса в результате процессов гранитизации и последующего анатексиса на относительно небольших глубинах [99].

**Петрохимическая характеристика.** Гнейсограниты Прииртышской зоны смятия и калбинский комплекс представлены кислыми и реже ультракислыми гранитами нормальной щелочности, пересыщенными глиноземом (табл. 56, рис. 67, [99]). Гнейсограниты при сходной с калбинскими гранитами основности отличаются пониженной щелочностью. Породы субстрата Прииртышской зоны (гнейсы и мигматиты) отличаются от всех гранитов значительно более высокой основностью и еще более низкой щелочностью. Из рис. 67 с очевидностью следует, что процесс гранитообразования в гнейсах сопровождался привносом калия при стабильном во всех породах кларковом уровне содержания натрия. В гнейсогранитах содержание калия остается заметно ниже кларковых концентраций. Формирование гранитоидов калбинского комплекса можно представить как результат дальнейшей эволюции анатектических расплавов под воздействием прогрессивного привноса калия: концентрации последнего в гранитах комплекса несколько превышают кларковый уровень. Таким образом, повышенная щелочность калбинских гранитов по сравнению с гнейсогранитами (см. рис. 66) обусловлена всецело повышенными содержаниями (привносом) калия.

Биотиты калбинского комплекса (см. табл. 57) представлены сидерофиллитами и железистыми сидерофиллитами [100]. Их состав соответствует (при сильном разбросе по глинозему) среднему составу биотитов редкометалловых гранитов Забайкалья и отражает условия кристаллизации при пониженных температурах и повышенной активности воды (рис. 68). Одновременно состав биотитов фиксирует на диаграмме резкие генетические различия рудоносных гранитов Центральной Калбы и Центрального Казахстана.

**Редкоэлементный состав** гранитов калбинского комплекса изучался многими исследователями (см. табл. 58). Адамеллиты ГФ представлены субредкометалльными разновидностями с низким уровнем концентрации фтора, повышенными содержаниями Ве и Sn и пониженными – Sr и Ва. Уровень накопления гранитофильных элементов невысок (ИНК = +4,1 кларка, табл. 59). В лейкогранитах ЗФ (монастырские) содержания гранитофильных элементов повышаются до уровня, характерного для редкометалльных гранитов (ИНК = 9,2 кларка), при снижении концентраций Sr и Ва. Наибольший разброс значений наблюдается в мелко-среднезернистых двуслюдяных гранитах ФДИ, среди которых встречаются резко обогащенные редкими элементами, приближающиеся к ультраредкометалльным разновидностям [13]. Средняя их редкоэлементная характеристика также соответствует редкометалльным гранитам (ИНК = 9,8 кларка, табл. 59).

Содержания Li, F и Sn не избыточны в гранитах ГФ и отчетливо избыточны (рис. 71) в монастырских лейкогранитах, рудоносность которых доказана полевыми наблюдениями [107]; резко избыточные концентрации фиксируются также в отдельных телах ФДИ.

На диаграмме рудоносности (рис. 69) точка гранитов ГФ, как и всех редкометалльных гранитов с низким уровнем содержания фтора, размещается в нижней части поля рудоносных гранитов. Потенциальная рудоносность Калбинской интрузии реализуется при формировании рудоносных дифференциатов-лейкогранитов ЗФ и двуслюдяных гранитов ФДИ, степень рудоносности которых по средним данным примерно одинакова, хотя, как отмечалось, среди тел ФДИ встречаются сложенные ультраредкометалльными разновидностями гранитов, рудоносность которых повышена. Но их принадлежность к ФДИ свидетельствует об ограниченной в целом рудоносности Калбинской редкометалльной системы.

### Редкометалльная провинция юга Витимского плоскогорья

Территория Витимского плоскогорья расположена в северо-западной части Западно-Забайкальского региона (см. рис. 1), севернее молибденового пояса (гл. 1). Представление об этой новой для Забайкалья провинции сформировалось в последние 15 лет после открытия здесь ряда рудопроявлений молибдена, вольфрама и олова [91].

Регион сложен преимущественно раннепалеозойскими гранитоидами уже упоминавшегося (гл. 1) баргузинского комплекса [110]. Редкометалльное оруденение генетически связывается с зазинским (кыджимитским) комплексом средне-позднепалеозойских внегеосинклинальных гранитов этапа верхнепалеозойской активизации региона, слагающих обычно небольшие (до 100 км<sup>2</sup>) гипабиссальные массивы (рис. 71), прорывающие древние гранитоиды и ограниченно распространенные метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы раннего кембрия [110]. Связанное с частью массивов комплекса оруденение представлено вольфрамит-кварцевыми жилами, молибденит-вольфрамитовыми грейзенами, оловорудными скарнами, класситеритсодержащими пегматитами, касситерит-кварцевыми жилами и касситерит-силикатносульфидными (с турме-

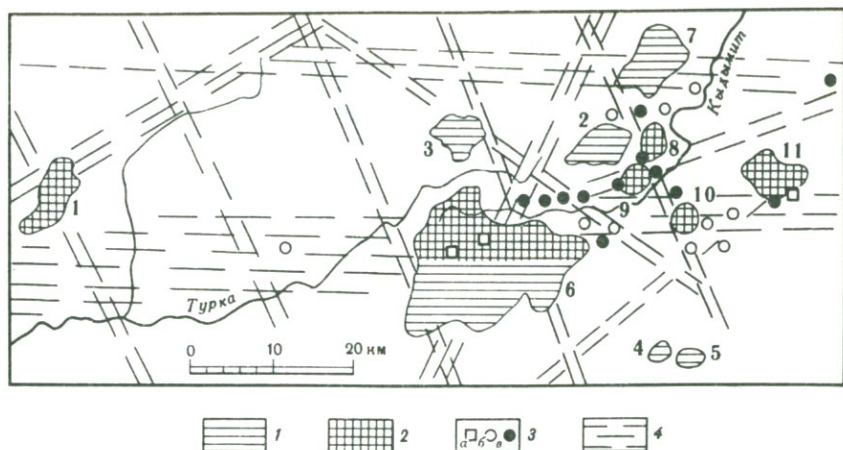


Рис. 71. Схема распространения массивов средне-верхнепалеозойских гранитоидов и оловорудных проявлений в южной части Витимского плоскогорья, по [91], с использованием данных В.К. Хрусталева [193]

1, 2 – средне-верхнепалеозойские граниты (аляскиты) зазинского комплекса: 1 – редкометалльные (безрудные), 2 – редкометалльные (рудноносные); 3 – рудопроявления: а – оловоносные пегматиты, б – касситерит-кварцевые, в – касситерит-силикатно-сульфидные; 4 – зоны глубинных разломов

1–11 – массивы: 1 – Хильминский, 2 – Хортякский, 3 – Удачный; 4 – Водораздельный, 5 – Гундхенский, 6 – Она-Кыджимитский, 7 – Марекитканский, 8 – Алтанский, 9 – Лево-Кыджимитский, 10 – Хакусинский, 11 – Малоаяровский

лином) зонами минерализации [91]. Геохимия гранитоидов комплекса изучена В.К. Хрусталевым [193].

**Баргузинский комплекс.** Автохтонные фации изученных В.К. Хрусталевым массивов представлены гнейсовидными гранитами, плагиогранитами и гранодиоритами; аллохтонные (70% площади массивов) – порфирировидными биотитовыми гранитами, реже граносиенитами. Калишпат в баргузинских гранитах несколько преобладает над плагиоклазом, содержание биотита составляет 5–6%, роговой обманки – 0,5%. Среди акцессорных резко доминирует магнетит, распространены апатит, сфен, ильменит, циркон. Абсолютный возраст гранитов (К/Аг метод) изменяется от 460 до 250 млн. лет.

**Зазинский комплекс** представлен рядом массивов (рис. 71), сложенных типичными аляскитами ГФ (калишпат преобладает над плагиоклазом, содержание биотита – 1,5–2,5%). Встречающиеся гранит-порфиры апикальной фации свидетельствуют о гипабиссальности интрузий, глубина формирования которых оценивается в 1–4 км. ФДИ представлена ограниченно распространенными мелкозернистыми аляскитами. Среди акцессорных доминирует магнетит, распространены циркон, флюорит, отмечаются ильменит, сфен, касситерит, молибденит, турмалин, пирит и др. Абсолютный возраст (К/Аг метод) гранитов в разных массивах составляет 180–250–300 млн. лет [59, 193]. Л.А. Козубовой с соавторами [89] возраст комплекса оценивается в 300–310 млн. лет (К/Rb, Rb/Sr методы).

**Петрохимический состав** (см. табл. 56) гранитоидов изменяется от гра-

Таблица 60

Редкоэлементный состав гранитов юга Витимского плоскогорья, по [193]

| Элемент    | Баргузинский комплекс  |                        |                        |                       |                               |
|------------|------------------------|------------------------|------------------------|-----------------------|-------------------------------|
|            | Бородинский            | Солонцовый             | Верхне-заинский        | Колоушинский          | Среднее по гранитам комплекса |
|            | Граниты порфири-видные | Граниты порфири-видные | Граниты порфири-видные | Граниты лейкократовые |                               |
|            | 1                      | 2                      | 3                      | 4                     | 5                             |
| Na, %      | 2,9                    | 2,9                    | 3,2                    | —                     | 2,7                           |
| K          | 4,1                    | 4,2                    | 3,5                    | —                     | 3,8                           |
| F          | 0,043                  | 0,044                  | 0,043                  | —                     | 0,027                         |
| Li, г/т    | 29                     | 28                     | 27                     | 19                    | 27                            |
| Rb         | 190                    | 180                    | 91                     | 100                   | 160                           |
| Be         | 1,9                    | 2,7                    | 1,3                    | 1,7                   | 2,3                           |
| Sr         | 150                    | 350                    | 400                    | 190                   | 260                           |
| Ba         | 200                    | 1250                   | 950                    | 800                   | 600                           |
| B          | 10                     | 9                      | 11                     | 13                    | 15                            |
| Sn         | 3,4                    | 3,9                    | 2,8                    | 2,0                   | 3,6                           |
| W          | 0,8                    | 0,8                    | 0,8                    | 1,2                   | 0,8                           |
| Mo         | 0,5                    | 1,0                    | 0,7                    | 0,5                   | 0,7                           |
| Zn         | 42                     | 50                     | 57                     | 45                    | 50                            |
| Pb         | 19                     | 18                     | 93                     | 35                    | 17                            |
| U          | 4,9                    | 4,5                    | 3,9                    | 5,9                   | 4,1                           |
| K/Rb       | 216                    | 232                    | 385                    | —                     | 237                           |
| Ba/Rb      | 1,0                    | 7,0                    | 10,4                   | 8                     | 3,7                           |
| Число проб | 8                      | 14                     | 11                     | 9                     | 85                            |

Примечание: (—) — нет данных.

носиенитов (баргузинский комплекс) до субщелочных и ультракислых гранитов. Средний состав биотитовых порфиридных гранитов ГФ баргузинского комплекса соответствует субщелочному лейкограниту [110], отличающемуся от аляскитов зазинского комплекса меньшей кремнекислотностью, повышенной основностью плагиоклазов (рис. 66) и нормальной глинозёмистостью. Зазинским аляскитам свойственна пересыщенность глинозёмом. Как следует из рис. 67, баргузинский комплекс представлен нормальными гранитами, зазинский — ультракислыми. В гранитах обоих комплексов содержания натрия соответствуют кларковому уровню (повышены в граносиенитах), содержания калия повышены или резко повышены (граносиениты).

Биотиты зазинского комплекса (два анализа В.К. Хрусталева) представлены высокожелезистыми модификациями (см. табл. 57), кристаллизовавшимся в условиях повышенной щелочности [116] из низкотемпературных с повышенной активностью воды расплавов (рис. 68). По составу они идентичны высокожелезистым, низкоглинозёмистым биотитам лейкогранитов ФДИ кыринского комплекса Центрального Забайкалья (гл. 1).

| Зазинский комплекс (безрудные массивы) |            |         |                |              |
|--|------------|---------|----------------|--------------|
| Хильминский                            | Хортякский | Удачный | Водораздельный | Гундыхенский |
| Аляскиты                               |            |         |                |              |
| 6                                      | 7          | 8       | 9              | 10           |
| —                                      | 2,5        | 2,6     | —              | —            |
| —                                      | 3,8        | 4,1     | —              | —            |
| 0,045                                  | 0,04       | 0,03    | 0,02           | 0,04         |
| 36                                     | 32         | 29      | 22             | 16           |
| 210                                    | 180        | 190     | 190            | 140          |
| 5,1                                    | 2,8        | 2,6     | 2,6            | 2,9          |
| 150                                    | 150        | 150     | 100            | 150          |
| 250                                    | 400        | 600     | 300            | 300          |
| 17                                     | 10         | 11      | 8              | 11           |
| 4,0                                    | 3,6        | 2,8     | 2,0            | 3,4          |
| 3,9                                    | 1,1        | 1,2     | 0,8            | 0,8          |
| 1,3                                    | 0,7        | 1,1     | 2,2            | 0,6          |
| 51                                     | 59         | 49      | 27             | 60           |
| 22                                     | 20         | 25      | 25             | 20           |
| 4,7                                    | 7,3        | 7,0     | 6,0            | 4,0          |
| —                                      | 211        | 215     | —              | —            |
| 1,2                                    | 2,2        | 3,1     | 1,6            | 2,1          |
| 3                                      | 10         | 17      | 11             | 12           |

Редкометалльный состав. Граниты баргузинского комплекса характеризуются (табл. 60 по данным В.К. Хрусталева [193]) пониженными относительно кларкового уровня концентрациями F, Li, Be, W, Mo при кларковом уровне содержаний B, Sn, Zn, Pb, Sr и Ba. Низкие, в основном соответствующие кларковым концентрации гранитофильных элементов характеризуют также аляскиты безрудных массивов зазинского комплекса. В элементных формулах баргузинских и безрудных зазинских гранитов (табл. 59) концентрирующиеся элементы отсутствуют (числитель формул), благодаря чему значения ИНК для этих гранитов отрицательны, что фиксирует их полную безрудность.

Аляскиты рудоносных массивов достаточно резко выделяются повышенными концентрациями типичных гранитофильных элементов (Be, Sn, W, Mo) и бора при обычно кларковом уровне содержаний фтора. Элементная формула для среднего рудоносного зазинского гранита имеет характерный для редкометалльных гранитов вид и фиксирует концентрирование в них практически всех, за исключением фтора, гранитофильных элементов при пониженных содержаниях Sr и Ba (табл. 59): ИНК составляет +12

Таблица 60 (окончание)

| Элементы   | Зазинский комплекс (безрудные массивы) |  | Зазинский комплекс (рудоносные массивы) |                |
|------------|--|--|---|----------------|
|            | Она-Кыджимитский                       | Среднее по гранитам безрудных массивов | Она-Кыджимитский                        | Марекитканский |
|            | Аляскиты мелко-среднезернистые         |  | Лейкограниты морионовые                 | Аляскиты       |
|            | 11                                     | 12                                     | 13                                      | 14             |
| Na, %      | —                                      | 2,8                                    | 2,8                                     | 2,5            |
| K          | —                                      | 4,1                                    | 4,1                                     | 3,4            |
| F          | 0,02                                   | 0,03                                   | 0,055                                   | 0,06           |
| Li, г/т    | 24                                     | 34                                     | 280                                     | 160            |
| Rb         | 210                                    | 180                                    | 220                                     | 160            |
| Be         | 5,4                                    | 3,6                                    | 6,3                                     | 7,1            |
| Sr         | 150                                    | 160                                    | 50                                      | 100            |
| Ba         | 450                                    | 350                                    | 400                                     | 350            |
| B          | 10                                     | 13                                     | 54                                      | 34             |
| Sn         | 4,3                                    | 3,2                                    | 8,0                                     | 7,6            |
| W          | 1,9                                    | 1,6                                    | 4,0                                     | 7,3            |
| Mo         | 1,1                                    | 1,1                                    | 2,6                                     | 3,7            |
| Zn         | 49                                     | 47                                     | 61                                      | 90             |
| Pb         | 23                                     | 23                                     | 34                                      | 15             |
| U          | 7,7                                    | 6,5                                    |   | 7,6            |
| K/Rb       | —                                      | 228                                    | 187                                     | 212            |
| Ba/Rb      | 2,1                                    | 2,0                                    | 1,0                                     | 2,2            |
| Число проб | 22                                     | 71                                     | 21                                      | 22             |

кларков. Как следует из данных табл. 60 [193], геохимическая характеристика гранитов рудоносных массивов зазинского комплекса непостоянна: большая часть массивов сложена редкометальными разновидностями гранитов с повышенным или кларковым содержанием фтора (Марекитканский, Она-Кыджимитский, Лево-Кыджимитский, Алтанский массивы), меньшая часть — субредкометальными разновидностями, характеризующимися пониженными концентрациями фтора и редких щелочных элементов (Малояровский и Ханусинский массивы). Непостоянны уровни концентраций и в пределах отдельных интрузий. В самом крупном Она-Кыджимитском массиве (около 600 км<sup>2</sup>) редкометальными являются крупнозернистые морионовые граниты его северной части и гранит-порфиры апикальной фации. Мелко- и среднезернистыми аляскиты южной половины массива характеризуются низкими, кларковыми концентрациями гранитофильных элементов, соответствующими их содержаниям в гранитах безрудных массивов комплекса (рис. 71). Это подтверждает, во-первых, принадлежность геохимически различающихся гранитов к одному (зазинскому) комплексу и, во-вторых, показывает, что концентрирование

| Зазинский комплекс (рудоносные массивы) |                   |             |              |   |
|---|-------------------|-------------|--------------|---|
| Алтанский                               | Лево-Кыджимитский | Хакусинский | Малояровский | Среднее по гранитам рудоносных массивов |
| Аляскиты                                |                   |             |              |   |
| 15                                      | 16                | 17          | 18           | 19                                      |
| 2,7                                     | —                 | —           | 2,4          | 2,5                                     |
| 3,6                                     | —                 | —           | 3,5          | 3,7                                     |
| 0,16                                    | 0,08              | 0,07        | 0,075        | 0,086                                   |
| 30                                      | 15                | 41          | 44           | 130                                     |
| 230                                     | 230               | 210         | 210          | 210                                     |
| 3,0                                     | 4,6               | 6,7         | 5,3          | 6,3                                     |
| 200                                     | 100               | 200         | 200          | 150                                     |
| 400                                     | 250               | 400         | 450          | 400                                     |
| 32                                      | 81                | 33          | 39           | 39                                      |
| 6,1                                     |                   | 6,3         | 9,1          | 9                                       |
| 9,2                                     | 5,6               | 3,0         | 2,3          | 5                                       |
| 5,1                                     | 0,5               | 3,0         | 2,4          | 3                                       |
| 70                                      | 54                | 65          | 65           | 64                                      |
| 36                                      | 27                | 24          | 24           | 29                                      |
| —                                       | 8,8               | —           | 9,6          | 10,3                                    |
| 157                                     | —                 | —           | 167          | 177                                     |
| 1,7                                     | 1,1               | 1,9         | 2,1          | 1,9                                     |
| 24                                      | 19                | 10          | 15           | 110                                     |

элементов в его интрузиях было связано с отдельными очагами редкометальных расплавов. Судя по рис. 71, такой очаг существовал в центральной части магматического ареала зазинского комплекса, охватывающего крупную площадь в верховьях рек Турки и Кыджимита. Из рисунка видно, что периферийные безрудные массивы ареала сложены нередкометальными гранитами, а редкометальные разновидности гранитов слагают рудоносные массивы внутренней части ареала (включая северную половину Она-Кыджимитского), которые контролируют размещение подавляющей части рудопроявлений.

Несмотря на сравнительно невысокие содержания Sn и F в гранитах рудоносных интрузий комплекса, диаграмма рис. 71 иллюстрирует их очевидную избыточность, что определяется главным образом низким содержанием (1–2%) биотита. Вывод об избыточности концентраций согласуется с постоянным наличием в таких гранитах акцессорных флюорита и касситерита. Избыточность концентраций лития фиксируется только в небольшой части массивов (Марекитканский, Она-Кыджимитский).

Диаграмма рудоносности (рис. 72) фиксирует безрудность интрузий

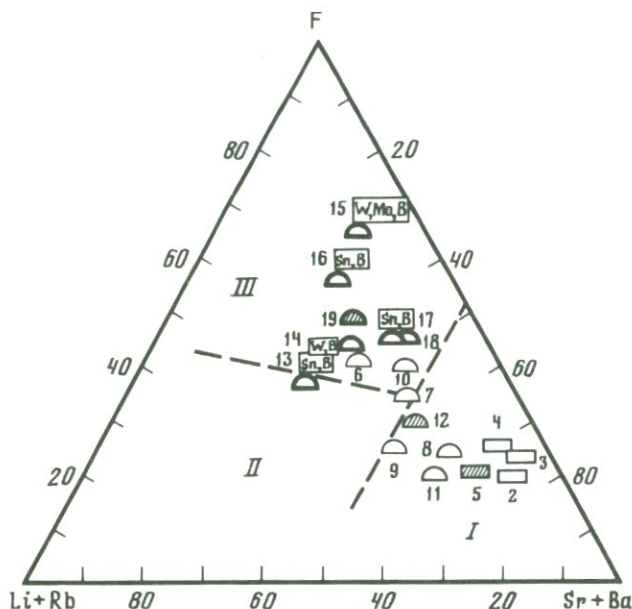


Рис. 72. Диаграмма рудоносности гранитоидов юга Витимского плоскогорья  
 Условные обозначения те же, что и на рис. 66; номера точек соответствуют номерам колонок анализов в табл. 61

баргузинского комплекса и рудоносность части массивов зазинского. Положение их точек на диаграмме в нижней части поля рудоносных гранитов означает, что реализация потенциальной рудоносности возможна при дифференциации интрузий. В действительности дифференциация интрузий зазинского комплекса была ограниченной (ограниченно распространенные граниты ФДИ, шпировые пегматиты), что в определенной мере противоречит сведениям об оруденении [91]. Кроме того, диаграмма показывает, что между рудоносными и безрудными гранитами комплекса резких различий не существует — часть безрудных массивов попадает в поле рудоносных, часть — в поле безрудных. Эти противоречия становятся понятными, если принять во внимание не находящие отражения на диаграмме высокие концентрации в рудоносных лейкогранитах комплекса бора, игравшего, как полагает автор, роль главного элемента-минерализатора. Дополнение диаграммы сведениями об оруденении и содержании в гранитах бора показывает, что во всех без исключения рудоносных массивах содержания бора повышены до уровня 2–4 кларков при его кларковых концентрациях в гранитах безрудных массивов. Высокие концентрации бора вполне однозначно подтверждают решающую роль в формировании рудоносных гранитов провинции флюидов глубинного происхождения, т.к. вмещающие граниты баргузинского комплекса, служившие, очевидно, субстратом при образовании очагов палингенных расплавов зазинского комплекса, характеризуются кларковыми концентрациями этого элемента.

Таким образом, редкометальная провинция юга Витимского плоскогорья отличается несколько необычной характеристикой рудоносных

гранитов, относящихся в большинстве своем к субредкометальным с низкими содержаниями фтора, но высоким уровнем накопления бора, резко влиявшего на их повышенную рудоносность. Подобные граниты, как будет показано ниже, характерны для мезозойских редкометальных провинций.

### МЕЗОЗОЙСКИЕ РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ ПРОВИНЦИИ Редкометальная субпровинция Западных Карпат (ЧССР, Словакия)

Представления об этой локальной провинции в восточной части Спитско-Гемерского Рудогорья Западных Карпат оформились в последнее десятилетие после открытия и разведки здесь оловянного оруденения, связанного с так называемыми гемеридными гранитами [231].

Гемеридные граниты предположительно мелового возраста образуют несколько небольших куполовидных и трещинных массивов (рис. 73), приуроченных либо к антиклинальным, либо к разрывным структурам в зоне протяженностью в 50 и шириной в 15 км, сложенной эпизонально-метаморфизованными филлитами, песчаниками, кварцитами и порфироидами (кембродовик-силур). По времени и условиям формирования гемеридные граниты резко отличаются от варисских гнейсогранитных массивов Западных Карпат и представляют в регионе типичные интрузии этапа посторогенной тектоно-магматической активизации.

Наиболее крупный (всего 7 км<sup>2</sup>). *Попрочский массив* (рис. 73, № 4) сложен крупно-среднезернистыми порфиroidными биотитовыми (5–7% биотита) гранитами, с участками мелкозернистых.

*Бетлиарский массив* (0,6 км<sup>2</sup>, № 3), сложен резкопорфиroidными биотитовыми и двуслюдяными с турмалином гранитами апикальной фации.

*Гнилецкий и Делявский массивы* (1,5–2 км<sup>2</sup>, № 1, 2) сложены двуслюдяными порфиroidными и мусковитовыми средне-крупнозернистыми гранитами с турмалином. Морфологически представляют вытянутые штокообразные тела в контактово-метаморфизованных филлитах, содержащих тела порфиroidов.

Оруденение связано непосредственно с Гнилецким массивом, локализуется в области его северо-восточного эндо- и экзоконтакта и представлено оловоносными грейзенами, касситерит-кварцевыми жилами и аллювиальными россыпями. Признаки оловянной минерализации установлены также в связи с Попрочским массивом.

**Петрохимия гемеридных гранитов.** Гемеридные массивы сложены ультракислыми гранитами (табл. 61), идентичными наиболее типичным разновидностям оловоносных гранитов (Рудные Горы, Корнуэлл, Тасмания) и характеризуются резкой пересыщенностью глиноземом при кислом составе плагиоклаза (рис. 74), пониженными относительно кларкового уровня содержаниями натрия и повышенными – калия (рис. 75).

Состав биотитов гемеридных гранитов также идентичен составу биотитов типичных оловоносных интрузий. Биотиты (табл. 62) представлены глиноземистыми модификациями-сидерофиллитами, состав которых свидетельствует о низкой щелочности кристаллизовавшихся расплавов, высокой активности в них воды и низких температурах кристаллизации (рис. 76).

Таблица 61

Средний химический состав (в вес.%) гемеридных гранитов Словакии

| Компонент                      | Массив Попроч                                | Массив Бетлиар                                  | Массив Делява                      |                                    |
|--------------------------------|--|---|------------------------------------|------------------------------------|
|                                | Граниты биотитовые средние и крупнозернистые | Граниты биотитовые с мусковитом среднезернистые | Граниты двуслюдяные и мусковитовые | Граниты биотитовые крупнозернистые |
|                                |  |   |                                    | 1                                  |
| SiO <sub>2</sub>               | 74,62  | 74,84   | 75,98                              | 74,84                              |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,21   | 0,22  | 0,04                               | 0,26                               |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13,60  | 13,29   | 13,72                              | 12,94                              |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,48   | 1,08  | 0,72                               | 0,50                               |
| FeO                            | 1,12   | 0,62  | 0,29                               | 1,44                               |
| MnO                            | 0,02   | 0,03  | 0,02                               | 0,05                               |
| MgO                            | 0,25   | 0,18  | 0,13                               | 0,26                               |
| CaO                            | 0,54   | 0,57  | 0,28                               | 0,82                               |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,96   | 2,90  | 3,52                               | 2,70                               |
| K <sub>2</sub> O               | 4,70   | 4,84  | 3,74                               | 4,50                               |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,08   | 0,13  | 0,15                               | 0,09                               |
| П.л.п.                         | 0,62   | 0,90  | 0,53                               | 1,07                               |
| Число проб                     | 4  | 6   | 5                                  | 2                                  |

Редкоэлементный состав гемеридных гранитов отличается от состава типичных оловоносных интрузий (табл. 64) низкими концентрациями лития. Биотитовые граниты ГФ являются субредкометалльными, хотя и характеризуются высокими (17–22 г/т) содержаниями олова при повышенных (более двух кларков) содержаниях бора. В их элементной формуле среди концентрирующихся отсутствуют такие характерные гранитофильные элементы, как F, Li, Be (табл. 65). Как и во всех рудоносных интрузиях концентрации бария и стронция понижены. В гранитах эндоконтактовой фации ГФ (массив Бетлиар) резко повышаются только концентрации бора (табл. 64). В двуслюдяных и мусковитовых гранитах купольной фации ГФ концентрации всех гранитофильных элементов резко возрастают до уровня ультраредкометалльных гранитов (табл. 65).

В соответствии с особенностями гранитов ГФ их биотиты характеризуются повышенными содержаниями олова, но низкими концентрациями фтора и лития при высоких — рубидия (табл. 63). Кроме того, в биотитах ГФ повышены содержания W до уровня, свойственного рудоносным гранитам [36].

Таким образом, в гемеридных гранитах ГФ нарушен принцип соответствия повышенных концентраций главных гранитофильных элементов — F,

| Массив Гнилец                                    |                                     |   |                                      |   |
|--|-------------------------------------|---|--------------------------------------|---|
| Структурная скважина                             |                                     |   |                                      | Поверхность                                       |
| Граниты биотитовые с мусковитом, крупнозернистые | Граниты двуслюдяные крупнозернистые | Граниты существенно мусковитовые с биотитом | Граниты мусковитовые крупнозернистые | Граниты мусковитовые крупнозернистые с турмалином |
| 5  | 6                                   | 7   | 8                                    | 9   |
| 76,37  | 76,21                               | 75,70                                       | 75,91                                | 75,63   |
| 0,07   | 0,06                                | 0,07  | 0,05                                 | 0,07  |
| 12,93  | 12,91                               | 13,17                                       | 13,32                                | 13,61   |
| 0,50   | 0,69                                | 0,57  | 0,69                                 | 0,92  |
| 0,90   | 0,65                                | 0,70  | 0,54                                 | 0,28  |
| 0,03   | 0,03                                | 0,03  | 0,03                                 | 0,01  |
| 0,03   | 0,06                                | 0,12  | 0,04                                 | 0,14  |
| 0,41   | 0,39                                | 0,42  | 0,34                                 | 0,27  |
| 2,68   | 2,98                                | 3,22  | 3,27                                 | 3,35  |
| 4,59   | 4,48                                | <b>4,33</b>                                 | 4,21                                 | 4,32  |
| 0,07   | 0,09                                | 0,11  | 0,13                                 | 0,14  |
| 0,57   | 0,70                                | 0,80  | 0,95                                 | 0,71  |
| 3  | 5                                   | 7   | 5                                    | 6   |

Li, Sn, характеризующий типичные оловоносные граниты мира. Это иллюстрируется диаграммой рис. 77, фиксирующей избыточность концентраций в гранитах ГФ гемеридных интрузий олова и фтора, сочетающихся с пониженными концентрациями лития.

Диаграмма рудоносности фиксирует принадлежность гранитов ГФ к типичным рудоносным разновидностям с низким уровнем накопления фтора, потенциальная рудоносность которых реализовалась дифференциацией в Гнилецком и Делявском купольных выступах, где оруденение непосредственно ассоциирует с мусковитовыми гранитами купольной фации, характеризующимися резко избыточными концентрациями редких элементов (рис. 78), а также бора, игравшего роль главного элемента-минерализатора в магматической рудоносной системе гемерид.

Геохимические особенности дифференциации Гнилецкого купола изучены по керну структурной скважины [179]. Разрез массива по скважине характеризуется значительной сложностью благодаря зонам автотасоматических изменений, катаклаза и милонитизации.

Генерализуя разрез скважины, можно выделить следующие зоны фациальных разновидностей гранитоидов Гнилецкого массива (снизу вверх, рис. 79).

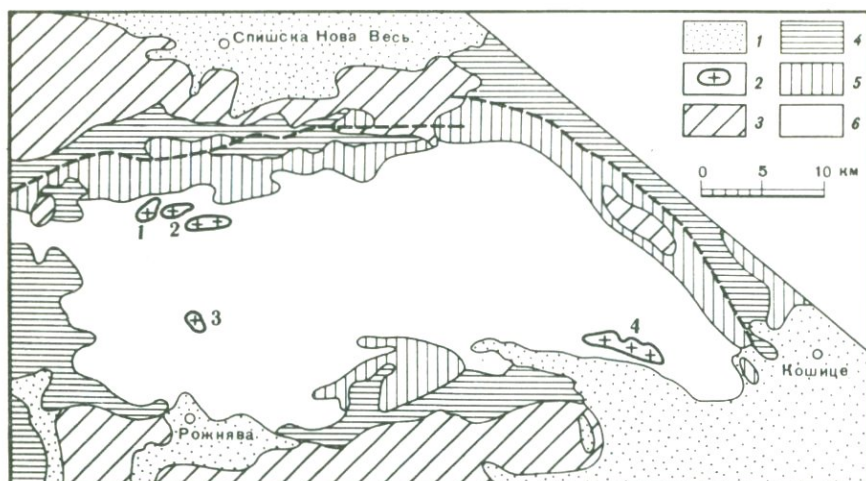


Рис. 73. Геологическая схема размещения интрузий гемеридных гранитов в восточной части Спишско-Гемерского Рудогорья, по [216]

1 – отложения неогена; 2 – интрузии меловых гемеридных гранитов; 3 – терригенно-карбонатные отложения триаса; 4 – песчано-сланцевые и пестроцветные образования пермо-карбона; 5 – филлиты, кварциты девона; 6 – филлиты, песчаники, кварциты с прослоями порфиридов кембро-ордовика (гельничская серия)  
1–4 – массивы гемеридных гранитов: 1 – Гнилецкий, 2 – Делявский, 3 – Бетлярский, 4 – Попроцкий

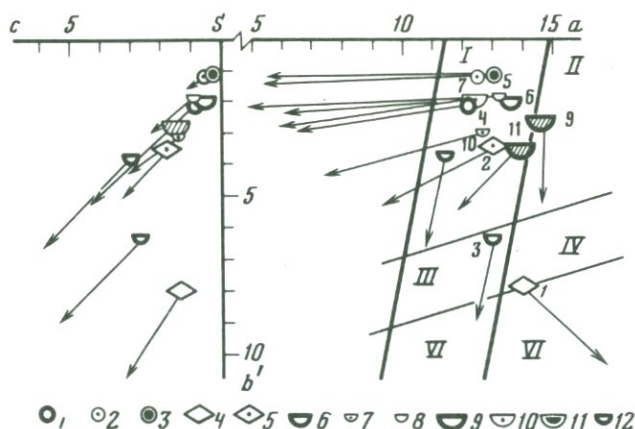


Рис. 74. Петрохимическая диаграмма гранитоидов Западных Карпат и Северного Вьетнама (см. табл. 62, 67)

Западные Карпаты, гемеридные граниты ГФ (1–3): 1 – биотитовые, 2 – двуслюдяные, 3 – мусковитовые; гранитоиды Северного Вьетнама (4–11): 4–5 – массив Сонг-Чай одноименного комплекса: 4 – граниты биотитовые гнейсовидные ГФ, 5 – граниты двуслюдяные гнейсовидные ГФ; 6–8 – массив Пиа-Биок одноименного комплекса: 6 – граниты биотитовые ГФ, 7 – граниты двуслюдяные ГФ, 8 – граниты микроклин-альбит-мусковитовые; 9–11 – массив Пиа-Оак одноименного комплекса: 9 – граниты двуслюдяные ГФ, 10 – граниты микроклин-альбит-мусковитовые, 11 – граниты грейзенизированные; 12 – гранит Индонезии; заштрихованы точки средних составов гранитов Малайи–Индонезии; номера точек на диаграмме соответствуют номерам колонок анализов в табл. 67

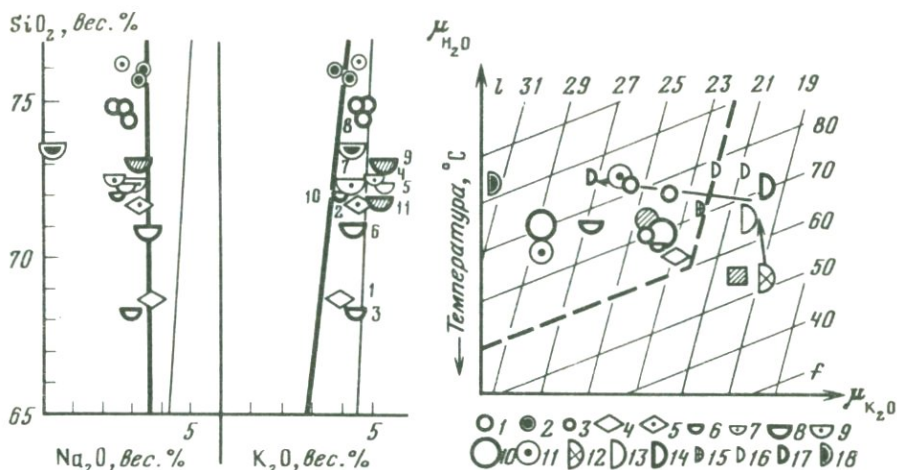


Рис. 75. Соотношение  $\text{SiO}_2$ – $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2$ – $\text{K}_2\text{O}$  в гранитоидах Западных Карпат и Северного Вьетнама  
Условные обозначения те же, что и на рис. 74

Рис. 76. Условия кристаллизации мезозойских гранитных интрузий Западных Карпат, Северного Вьетнама и Северо-Восточной Якутии по составу биотитов (см. табл. 63)  
Западные Карпаты, гемеридные граниты (1–3): 1 – адамеллиты ГФ, 2 – граниты двуслюдяные купольной фации ГФ; Северный Вьетнам (4–9): 4, 5 – массив Сонг-Чай: 4 – граниты биотитовые, 5 – граниты двуслюдяные; 6, 7 – массив Пиа-Биок: 6 – граниты биотитовые ГФ, 7 – граниты двуслюдяные ГФ; 8, 9 – массив Пиа-Оак: 8 – граниты двуслюдяные ГФ, 9 – граниты микроклин-альбит-мусковитовые купольной фации ГФ; Северо-Восточная Якутия (10–18): 10, 11 – Чибгалахский и Чалбинский массивы: 10 – адамеллиты ГФ, 11 – граниты двуслюдяные купольной фации ГФ; 12–18 – Центрально-Полоусный район: 12 – гранодиориты I фазы, 13 – адамеллиты апикальной фации ГФ, 14 – граниты ГФ, 15 – граниты мелко-среднезернистые ФДИ, 16 – граниты крупнозернистые ФДИ, 17 – граниты аплитовидные ЗФ, 18 – цинвальдиты из кварцевых жил месторождения Полярного

1. Зона биотитовых крупно-среднезернистых порфириовидных гранитов (900–970 м).

2. Зона двуслюдяных гранитов суммарной мощностью около 700 м, в пределах которой геохимически выделяются три подзоны, характеризующиеся возрастанием к верхней части разреза количества мусковита.

3. Зона альбит-мусковитовых, с турмалином гранитов мощностью более 200 м (до устья скважины).

Гипсометрически выше от устья скважины по склону до водораздела (превышение около 100 м) продолжаютя те же мусковитовые, с турмалином граниты. В пределах всей зоны мусковитовых гранитов геохимически выделяются две подзоны – более глубинная по образцам керна скважины и самая апикальная по образцам опробования поверхности (см. рис. 80).

Как видно из табл. 61 и 64, биотитовые граниты Гнилецкого купола, вскрытые в низах разреза скважины, петрохимически и геохимически подобны гранитам более глубинного Попрочского массива. Появление мусковита в гранитах скважины (интервал 850–750 м) фиксируется скачкообразным возрастанием содержаний бора (с 30 до 150 г/т), концентрации которого еще более увеличиваются (350 г/т) в мусковитовых гранитах

Таблица 62

Средний химический состав слюд гемеридных гранитов массивов Словакии, Северного Вьетнама и Яно-Колымской провинции СССР

| Компоненты и числовые характеристики | Восточная Словакия |                                       |                    | Северный Вьетнам***                 |                    |
|--------------------------------------|--------------------|---------------------------------------|--------------------|-------------------------------------|--------------------|
|                                      | Попроч             | Бетлиар                               | Гнилец             | Сонг-Чай                            | Пиа-Биок           |
|                                      | Граниты биотитовые | Граниты биотитовые резкопорфировидные | Граниты биотитовые | Адамеллиты биотитовые огнейсованные | Граниты биотитовые |
| SiO <sub>2</sub> , %                 | 34,49              | 36,42                                 | 33,81              | 34,48                               | 34,50              |
| TiO <sub>2</sub>                     | 2,84               | 2,77                                  | 3,23               | 3,47                                | 3,25               |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>       | 17,03              | 16,97                                 | 17,99              | 16,13                               | 16,85              |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>       | 1,40               | 10,97                                 | 1,34               | 6,53                                | 6,29               |
| FeO                                  | 25,97              | 12,22                                 | 26,78              | 17,17                               | 18,20              |
| MnO                                  | 0,41               | 0,39                                  | 0,45               | 0,50                                | 0,76               |
| MgO                                  | 4,59               | 5,34                                  | 3,48               | 7,33                                | 6,89               |
| CaO                                  | 1,01               | 1,28                                  | 0,68               | 1,01                                | 0,87               |
| Na <sub>2</sub> O                    | 0,22               | 0,11                                  | 0,26               | 0,62                                | 0,62               |
| K <sub>2</sub> O                     | 7,67               | 8,03                                  | 8,35               | 8,45                                | 8,12               |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>        | 0,31               | Нет данных                            | 0,28               | 0,22                                | 0,35               |
| F                                    | 0,60               | 0,93                                  | 0,28               | 0,75                                | 0,75               |
| H <sub>2</sub> O                     | 3,38               | 4,21                                  | 3,04               | 1,86                                | 1,71               |
| S                                    | 1,72               | 1,81                                  | 1,59               | 1,81                                | 1,73               |
| m                                    | 1,48               | 1,32                                  | 1,34               | 1,59                                | 1,52               |
| M                                    | 0,23               | 0,30                                  | 0,18               | 0,36                                | 0,34               |
| f                                    | 76,9               | 69,8                                  | 81,9               | 63,8                                | 65,9               |
| l                                    | 23,8               | 24,2                                  | 25,4               | 22,7                                | 23,5               |
| Число проб                           | 3*                 | 1**                                   | 4*                 | 3                                   | 4                  |

\*С учетом работы [146]. \*\*По [146]. \*\*\*По данным работы [120]. 4\*По [190].

5\* По [19].

апикальной фации. Вместе с бором концентрируются фтор и редкие щелочи (Li — от 50 до 300 г/т, Rb — от 230 до 640 г/т). При этом в мусковитовых гранитах скважины (0–200 м) средние концентрации этих элементов значительно ниже их содержаний в таких же мусковитовых гранитах апикальной зоны. В последних несколько возрастают также концентрации олова (с 30 до 40 г/т). В двуслюдяных и мусковитовых гранитах существенно возрастают концентрации W — с уровня кларковых значений до 7–8 г/т. В целом мусковитовые граниты Гнилецкого купола представлены ультраредкометальными разновидностями гранитов (табл. 65).

| Северный Вьетнам*** | Восточная Якутия                   |                        |                   |   |   |                                       |
|---------------------|------------------------------------|------------------------|-------------------|---|---|---------------------------------------|
|                     | Пиа-Оак                            | Чибагалахский          | Чалбинская группа | Арга-Илин-Эмнекенские массивы                             | Омчикандинский массив                                     |                                       |
|                     |                                    |                        |                   |   | Адамеллиты биотитовые среднезернистые апикальной фации ГФ | Граниты биотитовые крупнозернистые ГФ |
| Граниты двуслюдяные | Граниты биотитовые с мусковитом ГФ | Граниты двуслюдяные ГФ | Гранодиориты      | Адамеллиты биотитовые среднезернистые апикальной фации ГФ | Граниты биотитовые крупнозернистые ГФ                     |                                       |
| 34,26               | 33,74                              | 34,86                  | 37,25             | 35,03   | 35,51   |                                       |
| 1,89                | 2,96                               | 2,77                   | 4,20              | 3,31  | 3,62  |                                       |
| 18,30               | 20,36                              | 20,31                  | 13,68             | 14,43   | 14,00   |                                       |
| 7,84                | 2,58                               | 3,45                   | 2,12              | 1,95  | 1,38  |                                       |
| 15,86               | 21,15                              | 19,03                  | 18,64             | 23,80   | 25,50   |                                       |
| 0,70                | 0,48                               | 0,28                   | 0,31              | 0,53  | 0,46  |                                       |
| 4,04                | 3,40                               | 4,07                   | 10,31             | 7,30  | 6,50  |                                       |
| 0,82                | 0,64                               | 0,51                   | 1,32              | 0,78  | 0,76  |                                       |
| 0,34                | 0,19                               | 0,23                   | 0,31              | 0,15  | 0,05  |                                       |
| 8,53                | 8,57                               | 8,89                   | 6,97              | 9,02  | 8,76  |                                       |
| 0,18                | 0,43                               | 0,29                   | 0,53              | 0,49  | 0,36  |                                       |
| 1,24                | 1,68                               | 1,94                   | 0,26              | 0,57  | 0,56  |                                       |
| 3,43                | 3,43                               | 3,61                   | 4,09              | 2,60  | 2,66  |                                       |
| 1,59                | 1,41                               | 1,46                   | 2,31              | 2,07  | 2,16  |                                       |
| 1,17                | 1,06                               | 1,02                   | 2,02              | 1,90  | 1,95  |                                       |
| 0,24                | 0,20                               | 0,25                   | 0,47              | 0,34  | 0,30  |                                       |
| 76,1                | 80,0                               | 74,8                   | 52,7              | 66,2  | 69,8  |                                       |
| 26,6                | 28,9                               | 28,6                   | 18,8              | 20,1  | 19,6  |                                       |
| 5                   | 4**                                | 6**                    | 1**               | 6   | 4   |                                       |

Закономерные изменения минерального и редкоэлементного состава гранитов по разрезу структурной скважины контрастируют с чрезвычайно слабыми изменениями их химического состава (табл. 61) и обусловлены таким образом непрерывным накоплением гранитофильных летучих и редких элементов в гранитах апикальной зоны массива. Это накопление однозначно фиксируется в редкоэлементном составе мусковита (табл. 63) из мусковитовых гранитов, в котором по сравнению с биотитами биотитовых гранитов резко возрастают концентрации фтора, лития, бора, олова и особенно вольфрама, что, как установлено (гл. 1), характерно для муско-

Таблица 62 (окончание)

| Компоненты и числовые характеристики | Восточная Якутия                  |   |   |                         |                            |
|--------------------------------------|-----------------------------------|---|---|-------------------------|----------------------------|
|                                      | Омчикандинский массив             |   |   |                         |                            |
|                                      | Граниты мелко-среднезернистые ФДИ | Граниты крупнозернистые ФДИ (Правомичикандинский) | Граниты крупнозернистые ФДИ (Левомичиканский) | Граниты аплитовидные ЗФ | Цингвальдиты кварцевых жил |
| SiO <sub>2</sub> , %                 | 33,75                             | 34,80   | 34,96   | 34,88                   | 43,63                      |
| TiO <sub>2</sub>                     | 3,11                              | 3,40  | 2,87  | 2,46                    | 0,19                       |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>       | 15,73                             | 14,90   | 15,67   | 19,20                   | 22,00                      |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>       | 2,58                              | 1,54  | 1,79  | 2,01                    | 0,16                       |
| FeO                                  | 24,78                             | 27,24   | 26,10   | 24,78                   | 12,88                      |
| MnO                                  | 0,66                              | 0,51  | 0,45  | 0,54                    | 1,90                       |
| MgO                                  | 6,08                              | 5,36  | 4,73  | 2,54                    | 0,64                       |
| CaO                                  | 1,01                              | 0,38  | 0,49  | 0,02                    | 0,04                       |
| Na <sub>2</sub> O                    | 0,13                              | 0,10  | 0,09  | 0,11                    | 0,53                       |
| K <sub>2</sub> O                     | 7,41                              | 8,10  | 8,17  | 8,90                    | 10,28                      |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>        | 0,40                              | 0,27  | 0,43  | 0,30                    | 0,04                       |
| F                                    | 0,68                              | 0,63  | 0,84  | 0,69                    | 6,10                       |
| H <sub>2</sub> O                     | 3,66                              | 3,08  | 2,78  | 2,90                    | 0,32                       |
| <i>S</i>                             | 1,82                              | 1,98  | 1,91  | 1,55                    | 1,68                       |
| <i>m</i>                             | 1,71                              | 1,82  | 1,64  | 1,15                    | 0,52                       |
| <i>M</i>                             | 0,29                              | 0,25  | 0,23  | 0,15                    | 0,08                       |
| <i>f</i>                             | 71,3                              | 75,0  | 76,7  | 85,4                    | 91,9                       |
| <i>l</i>                             | 22,1                              | 20,8  | 22,0  | 27,1                    | 31,8                       |
| Число проб                           | 2                                 | 3   | 3   | 1                       | 3                          |

витов гранитов купольной фации рудоносных интрузий. В мусковитах из грейзенов фиксируется резкое снижение концентраций элементов, кроме олова, что коррелируется с развитием преимущественно оловянного оруденения.

Возникновение мусковитовых гранитов нередко объясняется воздействием на биотитовые граниты постмагматических флюидов глубинного происхождения [251]. Геохимические материалы по Гнилецкой интрузии позволяют однозначно связывать образование фаций двуслюдяных и мусковитовых гранитов с процессом интенсивного перераспределения летучих и редких элементов в теле интрузии и концентрирования их в ее апикальной зоне еще на магматической стадии. Этот вывод вытекает из геохимического анализа профиля по мусковитовым гранитам апикальной зоны. Общая протяженность профиля составляет более одного километра с интервалами опробования в 50–200 м (рис. 80). Как видно из рисунка, мусковитовые граниты в эндоконтактных зонах и апофизах отчетливо дегазиро-

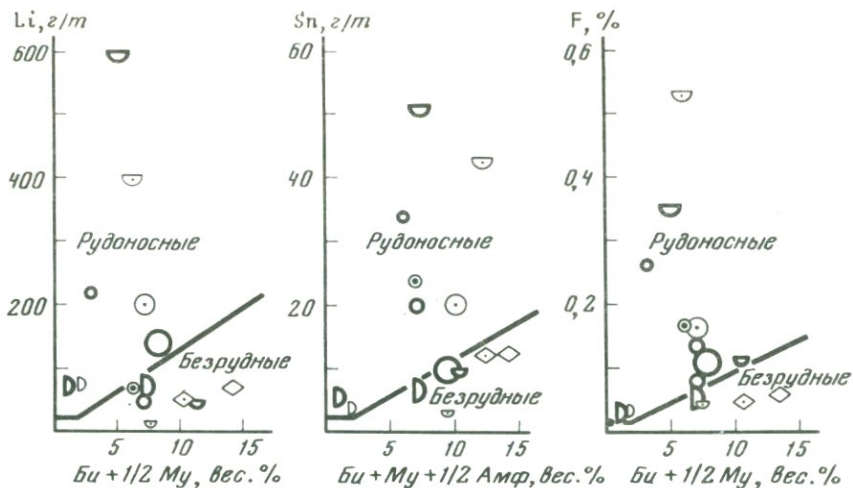


Рис. 77. Оценка степени избыточности концентраций элементов в гранитах Западных Карпат, Северного Вьетнама и Восточной Якутии  
Условные обозначения те же, что и на рис. 76

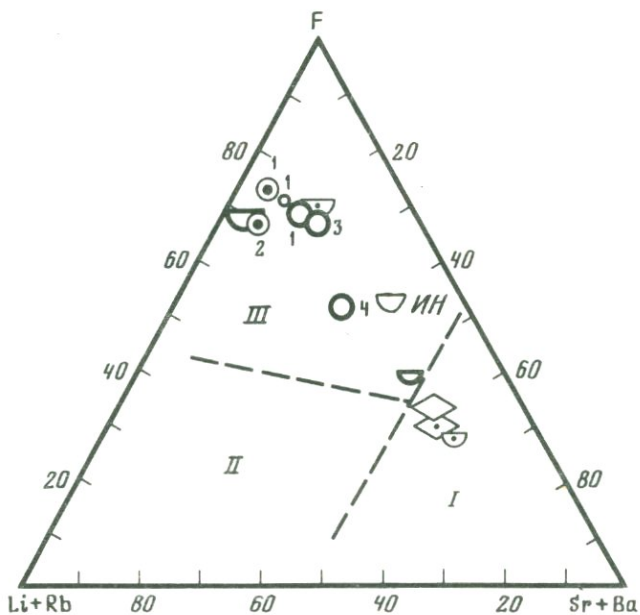


Рис. 78. Диаграмма рудоносности интрузий гемеридных гранитов Западных Карпат и Северного Вьетнама  
Условные обозначения те же, что и на рис. 76; I-III – поля гранитов: I – безрудных, II – ограниченно рудоносных, III – рудоносных; номера точек на диаграмме соответствуют номерам массивов на рис. 73; ИН – гранит Индонезии

Таблица 63

Редкоземельный состав слюд гранитов Словакии (ЧССР), Северного Вьетнама (СРВ) и Яно-Колымской провинции (СССР)

| Регион                             | Массив                           | Порода   | К   | F    |
|------------------------------------|----------------------------------|--|-----|------|
|                                    |                                  |  | %   |      |
| Биотиты                            |                                  |  |     |      |
| Восточная Словакия                 | Попроч                           | Гранит биотитовый порфириформный                     | 7,3 | 0,52 |
|                                    | Гнилец                           |  | 6,8 | 0,28 |
| Северный Вьетнам                   | Сонг-Чай                         | Адамеллиты биотитовые двуслюдяные                    | 7,0 | 0,75 |
|                                    | Пиа-Биок                         | Граниты биотитовые                                   | 6,8 | 0,72 |
|                                    |                                  | Граниты двуслюдяные                                  | —   | 0,82 |
|                                    | Пиа-Оак                          | Граниты двуслюдяные                                  | 7,1 | 1,24 |
| Якутия<br>Адыча-Чаркинский район   | Чибагалахский                    | Граниты биотитовые с мусковитом                      | 7,2 | 1,68 |
|                                    | Чалбинский (Кере-Юрахский купол) | Граниты двуслюдяные                                  | 7,4 | 1,94 |
| Якутия, Центрально-Полоусный район | Омчикандинский                   | Адамеллиты апикальной фации ГФ                       | 7,5 | 0,60 |
|                                    |                                  | Граниты к/з ГФ                                       | 7,4 | 0,58 |
|                                    |                                  | Граниты разнозернистые ФДИ                           | 6,2 | 0,62 |
|                                    |                                  | Лейкограниты к/з ФДИ                                 | 6,8 | 0,74 |
|                                    |                                  | Лейкограниты аплитовидные                            | 7,4 | 0,69 |
| Мусковиты                          |                                  |  |     |      |
| Восточная Словакия                 | Гнилец                           | Гранит мусковитовый                                  | 7,8 | 0,92 |
|                                    |                                  | Грейзен мусковитовый                                 | 9,2 | 0,65 |
| Северный Вьетнам                   | Пиа-Оак                          | Гранит двуслюдяной ГФ                                | —   | 1,10 |
|                                    |                                  | Гранит мусковитовый ЗФ                               | —   | 1,15 |
|                                    |                                  | Грейзен  | —   | 2,0  |
| Циннвальдиты                       |                                  |  |     |      |
| Якутия, Центрально-Полоусный район | Полярное месторождение           | Касситерит-вольфрамит кварцевые жилы с циннвальдитом | 8,6 | 6,10 |

\* По [120]. \*\* По [190].

Примечание: (—) — нет данных.

| Li           | Rb   | Cs  | Be   | B    | Sn           | W   | Zn            | Число проб   |
|--------------|------|-----|------|------|--------------|-----|---------------|--------------|
| г/г          |      |     |      |      |              |     |               |              |
| Биотиты      |      |     |      |      |              |     |               |              |
| 470          | 1200 | 110 | 1,3  | 20   | 40           | 10  | ~300          | 2            |
| 690          | 1500 | 180 | 9,2  | 15   | 76           | 22  | 700           | 3            |
| 150          | —    | —   | 1,9  | 22   | 45           | —   | 270           | 7*           |
| —            | —    | —   | 9    | 25   | 30           | —   | 150           | 6*           |
| —            | —    | —   | 12   | 24   | 25           | —   | 200           | 8*           |
| 4700         | 3300 | —   | 15   | 30   | 150          | 300 | 500           | 9*           |
| 2800         | 1540 | 280 | —    | > 45 | 49           | —   | 670           | 5**          |
| 2630         | 1820 | 280 | —    | 59   | >90<br>(>97) | —   | 710<br>(>940) | 4**<br>(5**) |
| 600          | 810  | 50  | 1,0  | 9,3  | 20           | 3,5 | 280           | 6            |
| 580          | 740  | 62  | 1,1  | 9,6  | 21           | 5,0 | 240           | 4            |
| 1000         | 850  | 70  | 2,0  | 20   | 44           | —   | 440           | 2            |
| 860          | 940  | 100 | 1,9  | 11,3 | 30           | 12  | 250           | 6            |
| 1840         | 1330 | 210 | 3,2  | 33   | 125          | 20  | 280           | 3            |
| Мусковиты    |      |     |      |      |              |     |               |              |
| 1060         | 2600 | 210 | 17,5 | 350  | 140          | 100 | 135           | 1            |
| 150          | 1450 | 22  | 3,6  | 150  | 160          | 10  | 43            | 1            |
| 3000         | 2800 | —   | 18   | —    | 200          | 200 | 200           | 9*           |
| 2100         | 2200 | —   | 23   | —    | 150          | 150 | 300           | 6*           |
| 2400         | 2500 | —   | 15   | —    | 300          | 200 | 300           | 9*           |
| Циннвальдиты |      |     |      |      |              |     |               |              |
| 14000        | 5360 | 260 | 11   | 34   | 113          | 37  | 930           | 3            |

Таблица 64

Средний редкоэлементный состав гемеридных гранитов массивов Западных Карпат

| Элемент    | Попроч                | Гнилец                | Бетлиар                                      | Делява   |
|------------|-----------------------|-----------------------|--|--|
|            | Граниты биотитовые ГФ | Граниты биотитовые ГФ | Граниты биотитовые, эндоконтактовая фашия ГФ | Граниты двуслюдяные и мусковитовые, купольная фашия ГФ |
| Na, %      | 2,2                   | 2,0                   | 2,2  | 2,6  |
| K          | 3,5                   | 3,6                   | 3,7  | 3,1  |
| F          | 0,08                  | 0,11                  | 0,13   | 0,18   |
| Li, г/т    | 48                    | 46                    | 38   | 170  |
| Rb         | 250                   | 240                   | 260  | 500  |
| Be         | 2,6                   | 3,7                   | 3,6  | 4,4  |
| Sr         | 50                    | 40                    | 40   | 40   |
| Ba         | 350                   | 150                   | 230  | 80   |
| B          | 35                    | 36                    | 130  | 280  |
| Sn         | 20                    | 17                    | 22   | 44   |
| W          | 3,3                   | 2,3                   | 3,3  | 6,4  |
| Zn         | 40                    | 33                    | 34   | 28   |
| Pb         | 23                    | 18                    | 18   | 16   |
| K/Rb       | 140                   | 150                   | 142  | 62   |
| Ba/Rb      | 1,4                   | 0,63                  | 0,88   | 0,16   |
| Число проб | 6                     | 4                     | 8  | 6  |

ваны, что выражается в резком снижении концентраций фтора, лития, в меньшей степени олова и бора. Мусковитовые граниты центральной части интрузивного тела отличаются, напротив, очень высокими концентрациями рассматриваемых элементов. Совершенно очевидно, что подобный характер распределения летучих и редких элементов с явлениями интенсивной дегазации зон эндоконтактов и маломощных апофиз хорошо согласуется с представлением о концентрировании элементов в исходных расплавах апикальной части массива и, напротив, трудно объяснить, если исходить из предположения о наложенной, постмагматической природе метасоматических флюидов.

Небольшие размеры интрузий гемеридных гранитов ГФ и принадлежность их к субредкометальным разновидностям с невысоким уровнем накопления гранитофильных элементов, особенно бора и фтора, существенно ограничивают общую перспективность гранитной интрузивной системы гемерид в отношении редкометального оруденения. Как неоднократно подчеркивалось, оруденение в таких системах непосредственно связано с поздними дифференциатами, представленными в регионе купольной фашией альбит-мусковитовых гранитов. Несмотря на высокий уровень накопления в них гранитофильных элементов (табл. 65, ИНК > 46 кларков), ограни-

| Гнилец                          |  |  |  |  |   |
|---------------------------------|--|--|--|--|---|
| Структурная скважина            |  |  |  |  | Поверхность                             |
| Граниты биотитовые ГФ 907–900 м | Граниты биотитовые с мусковитом ГФ 850–750 м | Граниты двуслюдяные купольная фашия ГФ 750–600 м | Граниты мусковитовые с биотитом купольная фашия ГФ 600–300 м | Граниты мусковитовые купольная фашия ГФ 200–50 м | Граниты мусковитовые купольная фашия ГФ |
| 2,0                             | 2,0  | 2,1  | 2,3  | 2,5  | 2,6                                     |
| 3,6                             | 3,7  | 3,6  | 3,4  | 3,4  | 3,5                                     |
| 0,11                            | 0,09   | 0,11   | 0,17   | 0,23   | 0,29                                    |
| 50                              | 50   | 70   | 130  | 130  | 310                                     |
| 230                             | 290  | 330  | 400  | 430  | 640                                     |
| 4,7                             | 6,2  | 6,1  | 5,3  | 4,8  | 5,2                                     |
| 40                              | 20   | 20   | 30   | 30   | 30                                      |
| 150                             | 100  | 100  | 100  | 80   | 50                                      |
| 30                              | 150  | 240  | 200  | 350  | 330                                     |
| 20                              | 29   | 22   | 27   | 28   | 40                                      |
| 1,2                             | 3,0  | 4,0  | 8,0  | 7,0  | 8,0                                     |
| 35                              | 43   | 35   | 29   | 25   | 30                                      |
| 21                              | 20   | 20   | 16   | 10   | 10                                      |
| 155                             | 128  | 108  | 85   | 79   | 55                                      |
| 0,65                            | 0,35   | 0,30   | 0,25   | 0,18   | 0,08                                    |
| 2                               | 3  | 6  | 10   | 7  | 8                                       |

ченный объем гранитов фашии является, по мнению автора, главным фактором, определившим небольшие масштабы связанного с Гнилецкой интрузивной оруденения.

#### Оловорудная провинция Северного Вьетнама

Провинция находится в северной части крупнейшего Южноазиатского оловорудного пояса, главные минеральные богатства которого сосредоточены на Малайском полуострове, где получено 25–30% всего количества добытого в нашем столетии оловянного концентрата [12]. Оруденение генетически связано с верхнетриасовыми [230] гранитами, прорывающими палеозойские и нижнетриасовые песчано-сланцевые с прослоями известняков толщи, и представлено зонами оловоносных кварц-мусковитовых грейзенов, касситерит-кварцевыми с вольфрамитом и касситерит-турмалин-сульфидными жилами и штокверками. Главное промышленное значение имеют россыпные месторождения касситерита.

Массивы геохимически изученных гранитов [84, 120] размещаются в пределах и обрамлении Вьетбакского поднятия, охватывающего область к северо-западу от Ханоя до границы с Китаем и сложенного кристалличес-

Таблица 65

Сравнительная редкоэлементная характеристика гранитов мезозойских редкометалльных провинций в элементных формулах

| Регион                        | Комплекс, массив                  | Порода  | Элементная формула  | Индекс концентрации  |
|-------------------------------|-----------------------------------|---|---|--|
| Западные Карпаты, ЧССР        | Комплекс гемеридных гранитов      | Адамеллиты ГФ   | $\frac{\text{Sn } 6,7 - \text{B } 2,3 - \text{W } 2,2 - \text{Rb } 1,5}{\text{Sr } 0,2 - \text{Ba } 0,4}$ (без Mo)  | + 8,7  |
|                               |                                   | Массив Гнилец   | $\frac{\text{B } 16,0 - \text{Sn } 7,3 - \text{W } 2,6 - \text{Be } 2,0 - \text{Rb } 1,9 - \text{Li } 1,8 - \text{F } 1,4}{\text{Sr } < 0,1 - \text{Ba } 0,1 - \text{Zn } 0,7}$                   | + 26,0   |
|                               |                                   | Граниты мусковитовые купольной фации ГФ   | $\frac{\text{B } 22,0 - \text{Sn } 13,3 - \text{Li } 7,8 - \text{W } 5,3 - \text{Rb } 3,8 - \text{F } 3,6 - \text{Be } 1,7}{\text{Ba } < 0,1 - \text{Sr } 0,1 - \text{Pb } 0,5 - \text{Zn } 0,6}$ | + 22(B) +<br>+ 28,0  |
| Северный Вьетнам, СРВ         | Комплекс Сонг-Чай PR <sub>3</sub> | Адамеллиты биотитовые и двуслюдяные ГФ  | $\frac{\text{Sn } 4,0 - \text{Pb } 3,4 - \text{Zn } 2,3 - \text{Be } 2,0 - \text{Li } 1,8}{\text{F } 0,7 - \text{Sr } 0,7}$   | + 6,9  |
|                               | Комплекс Пиа-Биок, T <sub>3</sub> | Граниты биотитовые ГФ   | $\frac{\text{Sn } 2,9 - \text{B } 2,3 - \text{Pb } 2,0 - \text{Zn } 2,0 - \text{Rb } 1,7 - \text{W } 1,7 - \text{F } 1,4}{\text{Sr } 0,3}$  | + 6,0  |
|                               | Комплекс Пиа-Оак, K <sub>3</sub>  | Граниты двуслюдяные ГФ  | $\frac{\text{W } 24,7 - \text{Sn } 17,0 - \text{Li } 14,2 - \text{Be } 8,3 - \text{B } 5,6 - \text{F } 3,5 - \text{Rb } 4,4 - \text{Pb } 1,8}{\text{Sr } 0,1 - \text{Ba } 0,15}$                  | + 71,5   |
|                               | Комплекс Бан-Тьенг P              | Граниты биотитовые ГФ   | $\frac{\text{Sn } 4,3 - \text{Be } 4,0 - \text{W } 3,2 - \text{Rb } 2,9 - \text{Li } 2,3 - \text{Pb } 2,2 - \text{F } 1,8 - \text{B } 1,6}{\text{Sr } 0,2 - \text{Ba } 0,2}$                      | + 14,3   |
| Северо-Восточная Якутия, СССР | Чибагалахский массив              | Адамеллиты и граниты ГФ   | $\frac{\text{B } 3,5 - \text{Sn } 3,1 - \text{Li } 3,0 - \text{W } 2,2 - \text{Rb } 1,6 - \text{F } 1,4 - \text{Zn } 1,4 - \text{Be } 1,3 - \text{Pb } 1,3}{\text{Sr } 0,2 - \text{Ba } 0,4}$     | + 9,4  |
|                               |                                   | Кере-Юряхский купол   | Граниты двуслюдяные купольной фации ГФ  | $\frac{\text{B } > 130 - \text{Sn } 5,7 - \text{W } 3,8 - \text{Li } 3,6 - \text{Rb } 1,8 - \text{F } 1,7 - \text{Zn } 1,7 - \text{Pb } 1,3}{\text{Sr } 0,2 - \text{Ba } 0,3}$ |
|                               | Омчикандинский массив             | Адамеллиты и граниты ГФ   | $\frac{\text{B } 4,0 - \text{W } 2,4 - \text{Sn } 2,2 - \text{Li } 1,6}{\text{F } 0,6 - \text{Rb } 0,7 - \text{Zn } 0,7 - \text{Sr } 0,7}$  | + 5,5  |
|                               |                                   | Граниты мелкозернистые ФДИ  | $\frac{\text{B } 5,0 - \text{Li } 2,0 - \text{Sn } 1,7 - \text{Pb } 1,5 - \text{W } 1,3 - \text{Rb } 1,2}{\text{Sr } 0,3 - \text{Ba } 0,3 - \text{F } 0,4 - \text{Zn } 0,4}$                      | + 6,1  |
|                               | Купол Одинокый                    | Граниты аплитовидные ЗФ   | $\frac{\text{W } 5,8 - \text{B } 5,5 - \text{Li } 1,8 - \text{Sn } 1,7 - \text{Rb } 1,5 - \text{Pb } 1,5}{\text{Ba } 0,1 - \text{Sr } 0,2 - \text{F } 0,4 - \text{Zn } 0,6}$                      | + 11,2   |
| Гранит-порфиры (эльваны) ЗФ   |                                   | $\frac{\text{Sn } 29,2 - \text{Zn } 10,6 - \text{Li } 9,0 - \text{F } 7,8 - \text{W } 5,1 - \text{Rb } 4,8 - \text{Be } 4,7 - \text{B } 4,2 - \text{Pb } 1,7}{\text{Sr } 0,1 - \text{Ba } 0,1}$ | + 58,5  |  |

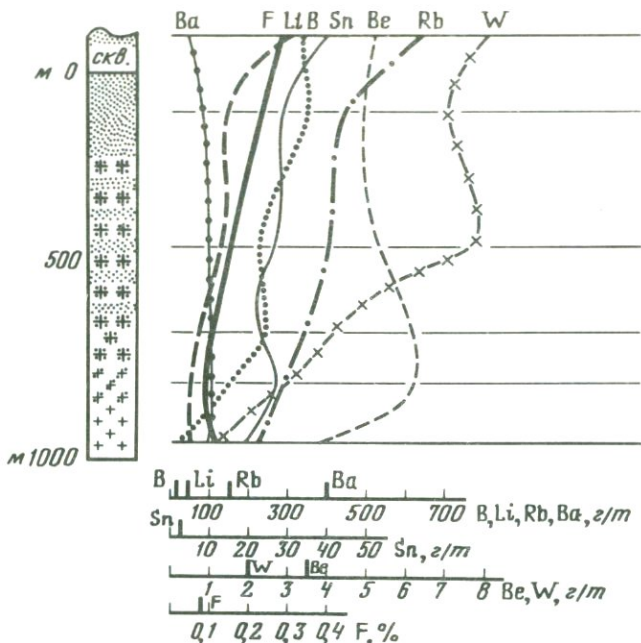


Рис. 79. Изменение концентраций гранитофильных элементов в фациальных разновидностях гранитов Гнилецкого массива по данным опробования керн структурной скважины (на шкалах жирными индексами указаны кларковые концентрации (г/т) соответствующих элементов)

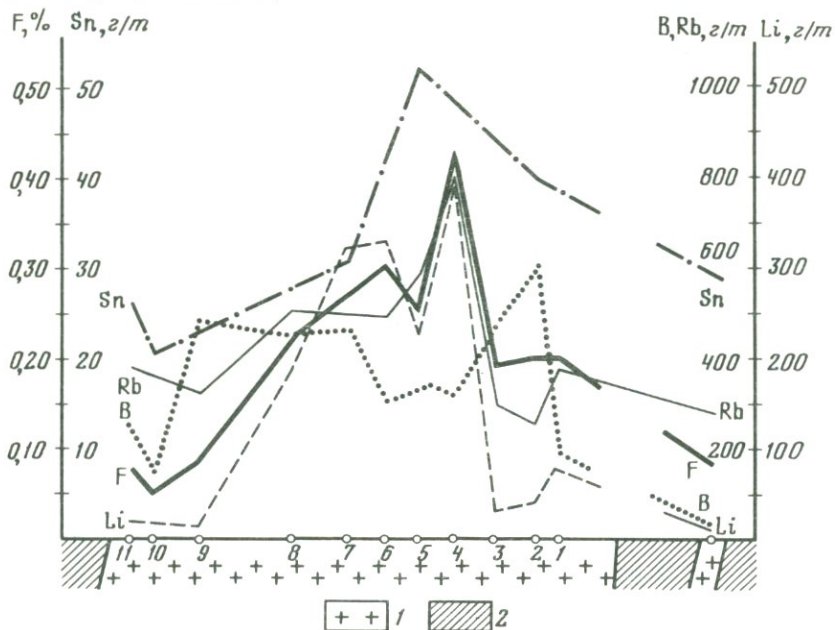


Рис. 80. Распределение концентраций гранитофильных элементов в апикальной зоне Гнилецкого массива

1 — мусковитовые граниты с турмалином; 2 — филлиты

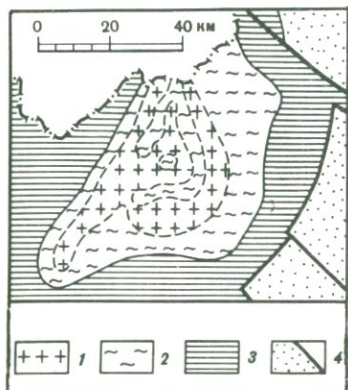


Рис. 81

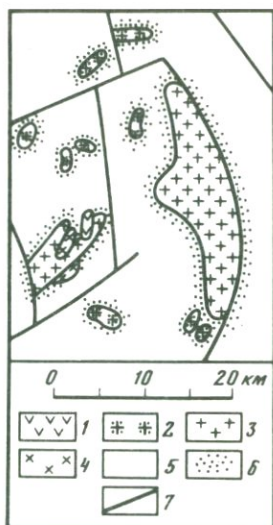


Рис. 82

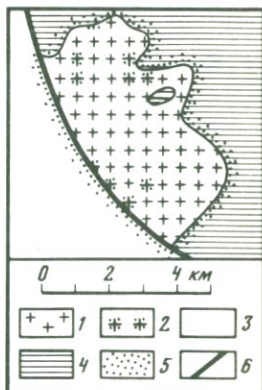


Рис. 83

Рис. 81. Геологическая схема массива Сонг-Чай, по [120]

1 – граниты двуслюдяные гнейсовидные; 2 – кристаллические сланцы и гнейсы; 3 – метаморфизованные мигматиты и карбонатно-песчано-сланцевые толщи кембро-ордовика; 4 – сланцево-карбонатные образования девона

Рис. 82. Геологическая схема района массива Пиа-Биок, по [120]

1 – сиениты; 2 – граниты двуслюдяные; 3 – граниты биотитовые; 4 – габбродиориты; 5 – песчано-сланцевые породы и известники силура-девона; 6 – ореолы ороговичкования; 7 – разрывные нарушения

Рис. 83. Геологическая схема массива Пиа-Оак, по [120]

1 – граниты двуслюдяные порфиоровидные; 2 – граниты грейзенизированные; 3 – известники и известково-глинистые сланцы девона; 4 – песчано-сланцевые и вулканогенные породы триаса; 5 – ореолы контактового метаморфизма; 6 – разрывные нарушения

кими сланцами, песчано-сланцевыми и известковыми толщами палеозоя. Главная часть рудоносных гранитных интрузий мезозойской тектономагматической активизации связана с зонами разломов, огибающими поднятие с юго-востока и востока. Центральное ядро поднятия в приграничной области с Китаем образовано крупным (около 2500 км<sup>2</sup>) гранитогнейсовым массивом Сонг-Чай позднепротерозойского (625 ± 20 млн. лет [120]) возраста, сложенным в периферических зонах мигматитами и гранито-гнейсами, переходящими в центральной части в порфиоровидные биотитовые (12% биотита) и двуслюдяные (7% биотита, 4% мусковита) гнейсовидные граниты (рис. 81). В составе аксессуарных присутствуют апатит, циркон, гранат, ильменит, магнетит, монацит, сфен, ортит, турмалин, рутил, андалузит, кордиерит.

Среди мезозойских интрузий наиболее распространены граниты триасового (230–340 млн. лет) комплекса Пиа-Биок (рис. 82), представленного мелкими и крупными (до 200–500 км<sup>2</sup> и более) гиабиссальными массивами крупнозернистых порфиоровидных (10% биотита) гранитов с телами

Таблица 66

Средний химический состав (в вес.%) гранитоидов Северного Вьетнама и Малайи

| Компонент                      | Северный Вьетнам                |                                  |                    |                     |                                       |
|--------------------------------|---------------------------------|----------------------------------|--------------------|---------------------|---------------------------------------|
|                                | Массив Сонг-Чай                 |                                  | Массив Пиа-Биок    |                     |                                       |
|                                | Граниты биотитовые гнейсовидные | Граниты двуслюдяные гнейсовидные | Граниты биотитовые | Граниты двуслюдяные | Граниты микроклин-альбит-мусковитовые |
|                                | 1                               | 2                                | 3                  | 4                   | 5                                     |
| SiO <sub>2</sub>               | 68,74                           | 71,84                            | 68,17              | 72,65               | 72,43                                 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,39                            | 0,14                             | 0,67               | 0,25                | 0,13                                  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12,54                           | 14,13                            | 14,20              | 14,83               | 15,36                                 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,05                            | 1,71                             | 0,85               | 0,60                | 0,48                                  |
| FeO                            | 2,43                            | 1,08                             | 4,04               | 1,71                | 0,67                                  |
| MnO                            | 0,09                            | 0,05                             | 0,08               | 0,04                | 0,13                                  |
| MgO                            | 1,17                            | 0,62                             | 1,12               | 0,57                | 0,44                                  |
| CaO                            | 3,05                            | 1,39                             | 2,30               | 1,22                | 0,79                                  |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,77                            | 3,11                             | 3,04               | 2,57                | 2,70                                  |
| K <sub>2</sub> O               | 3,95                            | 4,49                             | 4,42               | 5,18                | 5,27                                  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,35                            | 0,32                             | 0,11               | 0,04                | 0,10                                  |
| П. п. п.                       | 0,92                            | 0,52                             | 0,77               | 0,90                | 0,84                                  |
| Число проб                     | 5*                              | 6*                               | 5*                 | 5*                  | 5*                                    |

\* По [120]. \*\* По [253]. \*\*\* По данным автора, образец Г.Б. Жилинского. \*\* По [50].

мелко-среднезернистых двуслюдяных и мусковитовых (10%) гранитов. Акцессорные представлены апатитом, цирконом, гранатом, кордиеритом, андалузитом, турмалином, редко отмечаются ортит, касситерит, шеелит. Некоторые массивы сопровождаются слабыми ореолами касситерита и содержат безрудные зоны грейзенизации [61].

Граниты комплексов Сонг-Чай и Пиа-Биок были впервые выделены Э.П. Изохом [61] в формацию высокоглиноземистых гранитов. Кроме названных в регионе выделяются интрузии палеозойского Чионг-Сон и триасового Чук-Хэ комплексов.

Главное металлогеническое значение в регионе имеет комплекс Пиа-Оак [120], представленный несколькими небольшими (10–20 км<sup>2</sup>) гипабиссальными массивами. Наиболее изученный массив Пиа-Оак (рис. 83) прорывает с интенсивным ороговикованием песчано-сланцевые породы триаса и сложен средне-крупнозернистыми двуслюдяными (2,5% биотита, 4% мусковита) микроклин-альбитовыми гранитами с турмалином, рассекаемыми дайками аплитовидных мусковитовых и пегматоидных гранитов. Среди акцессорных присутствуют турмалин, апатит, циркон, флюорит, вольфрамит, ильменит, касситерит, магнетит, рутил, сфен, редкие топаз, гранат, молибденит. Оруденение представлено распространенными кварц-

| Северный Вьетнам    |                                       |                            | Малайя, Индонезия |                   |                   |
|---------------------|---------------------------------------|----------------------------|-------------------|-------------------|-------------------|
| Массив Пиа-Оак      |                                       |                            | Малайя            | Индонезия         | Малайя, Индонезия |
| Граниты двуслюдяные | Граниты микроклин-альбит-мусковитовые | Граниты грейзенизированные | Среднее           | Гранит биотитовый | Среднее           |
| 6                   | 7                                     | 8                          | 9                 | 10                | 11                |
| 70,87               | 72,43                                 | 73,56                      | 73,05             | 72,03             | 71,83             |
| 0,19                | 0,19                                  | 0,18                       | 0,08              | 0,36              | 0,44              |
| 16,34               | 15,13                                 | 14,28                      | 13,48             | 13,37             | 13,88             |
| 0,55                | 0,38                                  | 0,98                       | 0,86              | 0,66              | 0,99              |
| 1,05                | 1,15                                  | 2,07                       | 1,39              | 2,15              | 1,88              |
| 0,07                | 0,07                                  | 0,39                       | 0,06              | 0,04              | 0,06              |
| 0,27                | 0,23                                  | 0,17                       | 0,47              | 0,75              | 0,55              |
| 0,54                | 0,43                                  | 0,57                       | 1,32              | 2,52              | 1,42              |
| 3,57                | 3,04                                  | 3,57                       | 3,20              | 2,65              | 3,13              |
| 4,39                | 4,25                                  | 4,14                       | 5,41              | 3,99              | 5,13              |
| 0,31                | 0,03                                  | 0,03                       | 0,09              | 0,03              | 0,91              |
| 1,59                | 2,00                                  | 2,17                       | 0,78              | 0,76              | 0,72              |
| 14*                 | 6*                                    | 5*                         | 8**               | 1***              | 11**              |

мусковит-топазовыми грейзенами и кварцевыми жилами с касситеритом и вольфрамитом. В области экзоконтактов распространены касситерит-турмалиновые с сульфидами зоны минерализации.

**Петрохимически** гранитоиды Вьетнама представлены почти исключительно высокоглиноземистыми кислыми разновидностями нормальной щелочности (табл. 66, рис. 74). Как и в большинстве оловорудных провинций, гранитоидам Северного Вьетнама, начиная с протерозоя, свойственны пониженные содержания натрия при повышенных калия (рис. 75). При интенсивной гранитизации в пределах древних гранитогнейсовых структур (комплекс Сонг-Чай) образуются двуслюдяные граниты, петрохимически идентичные гранитам периода мезозойской активизации региона. Состав мезозойских гранитов ГФ северного Вьетнама практически идентичен среднему составу оловоносных (триасовых) гранитов Малайи–Индонезии, по Г.Б. Жилинскому [50].

**Химический состав** слюд (табл. 62, по [120]) показывает принадлежность их к сидерофиллитам (в том числе и в верхнепротерозойском массиве Сонг-Чай) и фиксирует низкотемпературные, при повышенной активности воды условия кристаллизации (рис. 76), характерные для рудоносных интрузий. Наиболее низкотемпературные слюды (литиевые биотиты)

Таблица 67

Редкоэлементный состав гранитов Северного Вьетнама по [120]

| Элемент    | Северный Вьетнам                   |                     |                                   |                    |                   |
|------------|------------------------------------|---------------------|-----------------------------------|--------------------|-------------------|
|            | Комплекс Сонг-Чай, PR <sub>3</sub> |                     | Комплекс Пиа-Биок, T <sub>3</sub> |                    |                   |
|            | Мелаграниты биотитовые             | Граниты двуслюдяные | Массив Пиа-Биок                   |                    | Массив Там-Тао    |
|            |                                    |                     | Гранит биотитовый ГФ              | Гранит двуслюдяные | Гранит биотитовый |
| 1          | 2                                  | 3                   | 4                                 | 5                  |                   |
| Na, %      | 2,8                                | 2,3                 | 1,7                               | 2,3                | 1,7               |
| K          | 3,0                                | 4,6                 | 3,8                               | 2,8                | 4,2               |
| F          | 0,06                               | 0,05                | 0,11                              | 0,04               | 0,09              |
| Li, г/т    | 72                                 | 55                  | 47                                | 15                 | 36                |
| Rb         | 200                                | 180                 | 290                               | 160                | 300               |
| Be         | 6                                  | 2,2                 | 2,4                               | 1,3                | 3,1               |
| Sr         | 225                                | 220                 | 100                               | 100                | 120               |
| Ba         | 660                                | 600                 | 780                               | 715                | 900               |
| B          | 14                                 | 13                  | 35                                | 9                  | 17                |
| Sn         | 12                                 | 12                  | 8,7                               | 2,6                | 10                |
| W          | —                                  | —                   | 2,6                               | 2,5                | 1,7               |
| Mo         | 1,2                                | 0,8                 | 0,9                               | 0,8                | —                 |
| Zn         | 114                                | 192                 | 100                               | 28                 | 100               |
| Pb         | 68                                 | 89                  | 39                                | 31                 | 56                |
| K/Rb       | 150                                | 255                 | 131                               | 175                | 140               |
| Ba/Rb      | 3,3                                | 3,3                 | 2,7                               | 4,5                | 3,0               |
| Число проб | 20                                 | 46                  | 7                                 | 2                  | 6                 |

Примечание: (—) — нет данных.

| Элемент    | Северный Вьетнам                 |                                |         |  |  |               | Индонезия |
|------------|----------------------------------|--------------------------------|---------|--|--|---------------|-----------|
|            | Комплекс Пиа-Оак, K <sub>3</sub> |                                |         | Комплекс Бан-Тьенг, P                                |  |               |           |
|            | Массив Пиа-Оак                   |                                | Грейзен | Массив Бан-Тьенг                                     |  | Массив Фу-Лой |           |
|            | Гранит двуслюдяной ГФ            | Гранит мусковитовый жильный ЗФ |         | Гранит роговообманковый биотитовый порфиоровидный ГФ | Гранит лейкократовый мелкозернистый ЗФ |               |           |
| 6          | 7                                | 8                              | 9       | 10   | 11                                     | 12            |           |
| Na, %      | 2,0                              | 2,0                            | 0,4     | 3,1  | 2,5                                    | 2,3           | 2,0       |
| K          | 4,2                              | 3,2                            | 3,3     | 4,2  | 4,0                                    | 2,8           | 3,2       |
| F          | 0,35                             | 0,53                           | 0,86    | 0,14   | 0,52                                   | 0,50          | 0,085     |
| Li, г/т    | 570                              | 380                            | 1100    | 93   | 33                                     | 34            | 46        |
| Rb         | 750                              | 650                            | 980     | 490  | 540                                    | 150           | 150       |
| Be         | 24,8                             | 7,7                            | 9,1     | 11,9   | 12,4                                   | 2,5           | 7,4       |
| Sr         | 30                               | 120                            | 10      | 50   | 20                                     | 140           | 60        |
| Ba         | 120                              | 760                            | 120     | 130  | 80                                     | 530           | 500       |
| B          | 84                               | 35                             | 46      | 24   | 42                                     | 10            | 58        |
| Sn         | 51                               | 43                             | 170     | 13   | 22                                     | 6,5           | 12        |
| W          | 37                               | 53                             | 100     | 4,8  | 4,6                                    | 4,0           | 0,8       |
| Mo         | 0,3                              | 0,3                            | 0,6     | —  | —                                      | —             | —         |
| Zn         | 50                               | 140                            | 300     | 50   | 91                                     | 58            | 100       |
| Pb         | 37                               | 36                             | 17      | 45   | 76                                     | 56            | 28        |
| K/Rb       | 56                               | 49                             | 33      | 86   | 74                                     | 185           | 212       |
| Ba/Rb      | 0,16                             | 1,2                            | 0,12    | 0,27   | 0,15                                   | 3,5           | 3,3       |
| Число проб | 6                                | 4                              | 6       | 5  | 5                                      | 6             | 1         |

рудоносных гранитов Пиа-Оак фиксируют наиболее высокую активность в расплавах кислотных компонентов (вода, фтор).

**Редкоэлементный состав гранитов.** Характерными особенностями провинции (табл. 67) являются обогащенность всех гранитов, включая протерозойские, оловом и обогащенность мезозойских интрузий бором. Отсутствие признаков концентрации последнего в анатектических гранитогнейсах Сонг-Чай, сформировавшихся в результате гранитизации парагнейсовых протерозойских толщ, свидетельствует в пользу глубинного происхождения повышенных концентраций бора в мезозойских гранитах. Данные табл. 65 показывают, что граниты комплексов Сонг-Чай и Пиа-Биок представлены субредкометальными разновидностями, характеризующимися вместе с тем повышенными (кларковыми) концентрациями Ba (при пониженных строн-

ция). Это обстоятельство определяет практическую безрудность массивов, фиксируемую диаграммой рис. 78.

Безрудность гранитов комплекса Пиа-Биок подчеркивается тем обстоятельством, что в двуслюдяных разновидностях гранитов комплекса гранитофильные элементы не только не концентрируются, но наблюдается совершенно отчетливое понижение их содержаний, и их точка попадает на диаграмме рис. 78 в поле безрудных гранитов. Это лишний раз подтверждает сделанный ранее (гл. 1) вывод, что появление в гранитах мусковита не может рассматриваться в качестве причины повышения концентраций в них редких элементов.

Среди интрузий Вьетнама однозначно рудоносны (см. рис. 78) по геохимическим данным граниты массива Пиа-Оак, представленные типичными

ультраредкометальными (ИНК > 70 кларков, табл. 65) разновидностями, а также редкометальные граниты (ИНК = 14 кларкам) палеогенового массива Бан-Тьенг, реально рудоносного по геологическим данным. Оценка степени рудоносности гранитов Вьетнама с помощью диаграммы рис. 78 подтверждается данными диаграммы рис. 77. Несмотря на достаточно высокие концентрации олова в гранитах массивов Сонг-Чай и Пиа-Биок (табл. 67), они не являются избыточными и обусловлены повышенными содержаниями слюд. Концентрации фтора и лития в гранитах этих массивов также значительно ниже уровня избыточности. Это исключает всякую возможность отнесения массивов Сонг-Чай и Пиа-Биок к рудоносным. В отличие от них в гранитах массива Пиа-Оак концентрации всех трех элементов резко избыточны и свидетельствуют о высокой рудоносности интрузии.

Выводы о сравнительной рудоносности гранитов подтверждаются также данными по редкоэлементному составу слюд (табл. 63 [120]), показывающими, что средние концентрации олова в биотитах массивов Сонг-Чай и Пиа-Биок значительно ниже уровня, установленного для биотитов рудоносных гранитов (> 60 г/т). Слюды массива Пиа-Оак, включая мусковиты, напротив, выделяются очень высокими концентрациями редких щелочных элементов, олова и вольфрама при повышенных содержаниях фтора, подтверждая его рудоносность.

Благодаря любезному содействию Г.Б. Жилинского, автором был проанализирован образец типичных оловоносных гранитов Индонезии. Этим гранитам свойственны все главные геохимические особенности рудоносных гранитов провинции: пониженные содержания натрия и повышенные — калия, высокие содержания бора и олова и повышенные содержания бериллия, пониженное значение суммы Sr + Ba при резком преобладании Ba и пониженном содержании стронция. Гранит Индонезии характеризуется кларковыми концентрациями фтора и лития, что очень сближает их с рудоносными гранитами Словакии, но отличается от последних очень высоким содержанием бора. Судя по широкому распространению турмалиновых гранитов, бор является типоморфным элементом Южноазиатского оловорудного пояса, определявшим высокую рудоносность его гранитных интрузий. Поэтому, хотя на диаграмме рудоносности (рис. 78) точка гранитов Индонезии и располагается в нижней части поля рудоносных гранитов, а сами граниты характеризуются лишь умеренно избыточными концентрациями олова и фтора (рис. 77), их повышенная рудоносность, благодаря высоким содержаниям бора, несомненна.

Массивы Пиа-Биок и Пиа-Оак (рис. 82, 83) позволяют сделать еще одно очень важное заключение. Обе небольшие по размеру интрузии являются типично гипабиссальными и окружены интенсивным чехлом ороговикования. Массив Пиа-Биок сопровождается рядом мелких сателлитовых, и, очевидно, слабо эродированных куполов двуслюдяных гранитов. Несмотря на это обстоятельство, уровень накопления редких элементов в гранитах этих двух гипабиссальных интрузивных систем совершенно различен, а в двуслюдяных гранитах системы Пиа-Биок наблюдается понижение концентраций гранитофильных элементов (табл. 67). Следовательно, устанавливаемые резкие геохимические различия этих интрузий мало

зависели от гипабиссальных условий их формирования и определялись главным образом геохимическими особенностями исходных расплавов, интродуцировавших из локальных магматических очагов зон активизации [84].

### Яно-Колымская редкометальная провинция СССР

Редкометальное, преимущественно оловянное, оруденение провинции связано с верхнемезозойскими гранитоидами [117] образующими крупнейший в мире пояс батолитоподобных массивов, локализованных в зонах глубинных разломов (рис. 84), огибающих с запада и с севера (Полоусный район) древний Колымский срединный массив. Позднеорогенные интрузии пояса прорывают с интенсивным ороговикованием песчано-сланцевые толщи карбона—триаса верхоянского геосинклинального комплекса [189] и приурочены в основном к областям его наибольшей мощности, достигающей 17–18 км [127]. Пояс осложнен так называемыми интрузиями поперечных рядов, связанных с зонами северо-восточных разломов и играющих главную роль в формировании эндогенного оруденения. Большинство интрузий пояса имеет в плане характерную удлиненную форму, подчеркивающую их трещинный характер. Чрезвычайно многочисленны сателлитовые массивы, свидетельствующие о небольшом эрозионном срезе, величина которого составляет в среднем 1–2 км [189]. Глубина формирования кровли интрузий большинством исследователей оценивается в 1,5–3 км [117] вертикальная протяженность интрузивных тел в 4–7 км [189]. Интрузии поясов характеризуются отчетливыми отрицательными гравитационными аномалиями.

Гранитоиды провинции традиционно подразделялись на два мегакомплекса — более ранний колымский и поздний — омсукчанский [117]. В колымский комплекс объединялось большинство массивов Главного батолитового пояса. С омсукчанским комплексом Приохотья параллелизовались интрузии поперечных рядов, выделенные в янский (аналог омсукчанского) комплекс. В настоящее время доказана одновозрастность интрузий янских и колымских гранитов (средняя юра—поздний мел [127]). Б.Л. Флеров [189] подразделяет гранитоиды провинции на две главных рудоносных формации (формационных типа): позднеюрскую—раннемеловую гранитную формацию батолитоподобных массивов и позднеюрскую—позднемеловую диорит-гранодиорит-гранитную формацию, включающую интрузии поперечных рядов и Полоусного района.

Оруденение провинции представлено оловоносными пегматитами и скарнами, касситерит-(вольфрамит)-кварцевой и имеющими главное промышленное значение касситерит-силикатной (обычно турмалиновой) и касситерит-сульфидной (турмалиновой, хлоритовой, пирротиновой, полиметаллической) формациями [189, 190].

В настоящем разделе рассмотрены некоторые рудоносные гранитные системы провинции, детально охарактеризованные геохимически (см. рис. 84).

*Чибалахский (Чаркынский) массив* (7000 км<sup>2</sup>) с группой сателлитовых Чалбинских куполов (рис. 85) является наиболее крупным в Главном гранитном поясе. Протягивается на 210 км при ширине от 10 до 45 км,

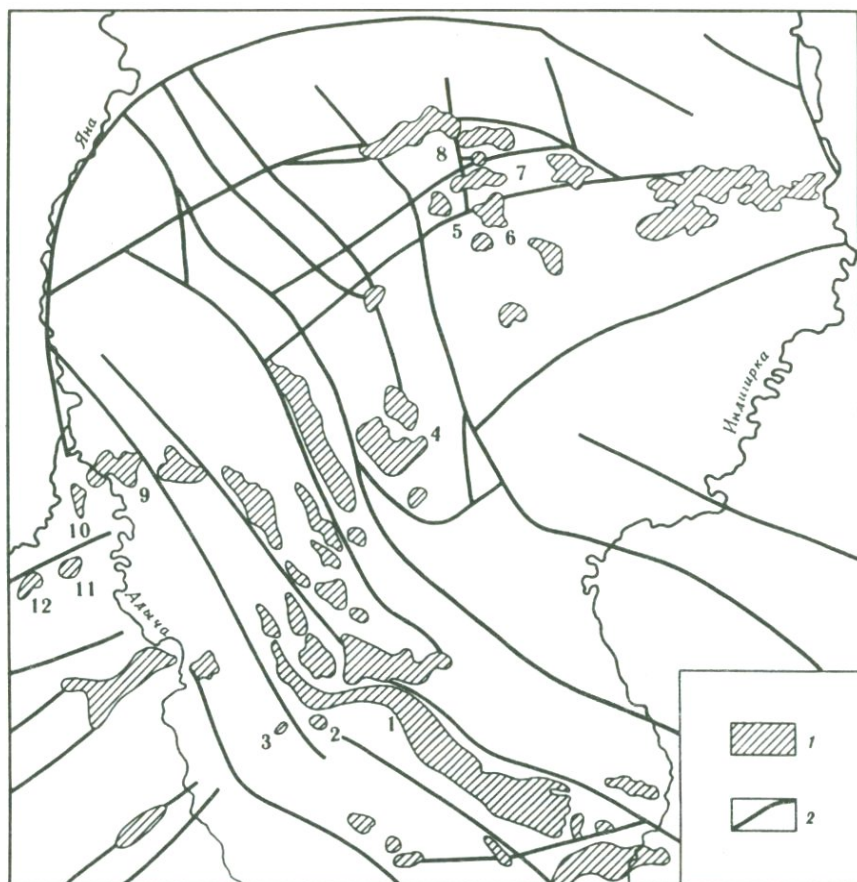


Рис. 84. Схема распространения гранитоидных интрузий северной части Главного батолитового пояса Якутии и Центрально-Полуостровного района, по [189]

1 – гранитные массивы; 2 – глубинные разломы; 1–12 – массивы: 1 – Чибгалахский, 2 – Чалбинский купол, 3 – Кере-Юряхский купол, 4 – Сьачанский, 5 – Арга-Эмнекенский, 6 – Илин-Эмнекенский, 7 – Омчикандинский, 8 – Одинокий купол, 9 – Киргиляхский, 10 – Кететский, 11 – Ынных-Хайский, 12 – Арга-Ынных-Хайский

вертикальная протяженность оценивается не менее 10 км, эрозионный врез – до 1,3 км [190]. Сложен на 60% двуслюдяными (биотит 5,4%, мусковит 3%) гранитами и адамеллитами, сменяющимися в эндоконтактовых зонах гранодиоритами. В выположенных участках водоразделов развиты пологие пластовые мощностью до 100 м тела мелкозернистых гранитов ФДИ. Среди аксессуарных многочислены ильменит, циркон, апатит, гранат, турмалин, присутствуют пирит, арсенопирит, в единичных зернах – флюорит, корунд, андалузит.

В пределах массива встречаются мелкие миароловые пегматиты мусковит-турмалин-кварц-полевошпатового состава, распространены зоны грейзенизации, местами переходящие в турмалинсодержащие мусковит-кварц

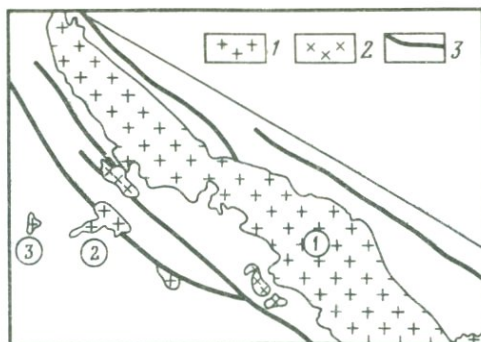


Рис. 85. Геологическая схема гранитоидных интрузий Адыча-Чаркынского района, по [190]

1 – адамеллиты и лейкограниты позднемерелового комплекса; 2 – субвулканические гранитоиды (диоритовые порфиры, гранодиорит-порфиры, дациты, кварцевые и липаритовые порфиры) позднеюрского–раннемерелового комплекса; 3 – глубинные разломы

Цифры на схеме: 1 – Чибагалахский массив, 2 – Чалбинский купол, 3 – Кере-Юряхский купол

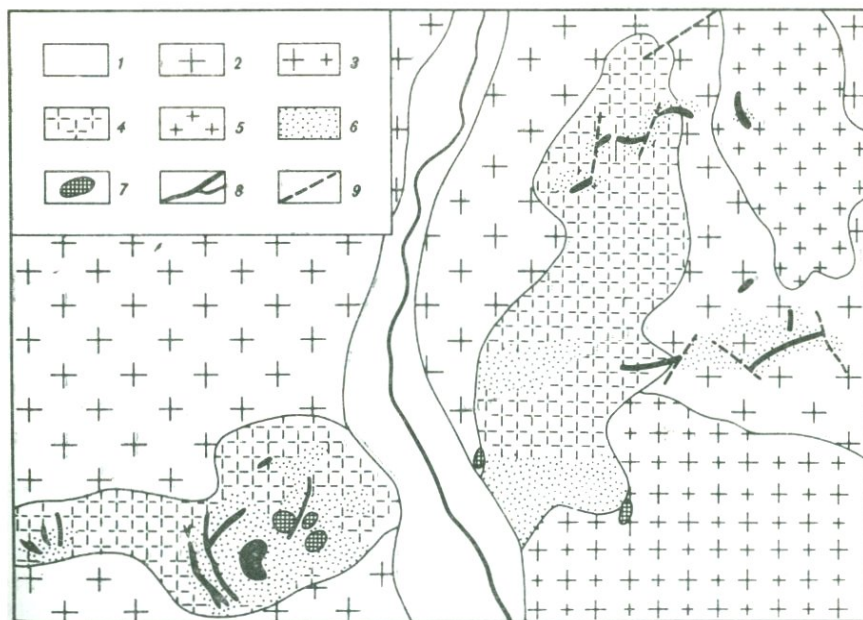


Рис. 86. Геологическая схема района Полярного месторождения, по [125], с уточнениями автора

1 – аллювиальные отложения; 2 – адамеллиты и граниты биотитовые средне- и крупнозернистые ГФ; 3 – лейкограниты биотитовые средне-мелкозернистые ФДИ; 4 – лейкограниты крупнозернистые ФДИ; 5 – лейкограниты аплитовидные ЗФ; 6 – грейзенизированные граниты; 7 – топазово-слюдисто-кварцевые грейзены; 8 – кварцево-жильные рудные тела; 9 – разрывные нарушения

Таблица 68

Средний химический состав (в вес. %) гранитоидов отдельных рудных районов Яно-Колымской провинции

| Компонент                      | Главный гранитный пояс, Адыча-Чаркинский район |                                    |                  |  |                      |
|--------------------------------|--|------------------------------------|------------------|--|----------------------|
|                                | Чибагалахский массив                           |                                    | Чалбинский купол | Кере-Юряхский купол                    | Эмнекенские массивы  |
|                                | Гранодиориты эндо-контактовой фации ГФ         | Граниты биотитовые с мусковитом ГФ | Граниты ГФ       | Граниты двуслюдяные купольной фации ГФ | Гранодиориты ГФ фазы |
|                                | 1  | 2                                  | 3                | 4                                      | 5                    |
| SiO <sub>2</sub>               | 68,26  | 74,18                              | 74,09            | 74,04                                  | 63,90                |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,65   | 0,22                               | 0,27             | 0,22                                   | 0,52                 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,17  | 13,48                              | 13,64            | 13,77                                  | 16,09                |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,38   | 0,50                               | 0,62             | 0,73                                   | 1,12                 |
| FeO                            | 3,67   | 1,27                               | 1,19             | 0,84                                   | 4,24                 |
| MnO                            | 0,08   | 0,05                               | 0,04             | 0,04                                   | 0,11                 |
| MgO                            | 1,02   | 0,35                               | 0,36             | 0,49                                   | 2,69                 |
| CaO                            | 2,51   | 0,86                               | 0,73             | 0,58                                   | 4,69                 |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,20   | 3,31                               | 3,51             | 3,43                                   | 2,54                 |
| K <sub>2</sub> O               | 3,67   | 4,53                               | 4,47             | 4,72                                   | 3,33                 |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,20   | 0,16                               | 0,34             | 0,34                                   | 0,14                 |
| H <sub>2</sub> O               | —  | 0,76                               | 0,79             | 0,55                                   | 0,79                 |
| Число проб                     | 8*   | 51*                                | 33*              | 6*                                     | 14*                  |

\* По [190]. \*\* По [189].

| Полоусная субширокая зона, Центрально-Полоусный район |            |                             |                                   |                         |                             |
|---|------------|-----------------------------|-----------------------------------|-------------------------|-----------------------------|
| Омчикандинский массив                                 |            |                             |                                   |                         | Шток Одинокий               |
| Адамеллиты биотитовые эндо-контактовой фации ГФ       | Граниты ГФ | Граниты крупнозернистые ФДИ | Граниты мелко-среднезернистые ФДИ | Граниты аплитовидные ЗФ | Гранит-порфиры (эльваны) ЗФ |
| 6   | 7          | 8                           | 9                                 | 10                      | 11                          |
| 69,90   | 71,96      | 74,69                       | 76,00                             | 76,12                   | 74,02                       |
| 0,35  | 0,24       | 0,10                        | 0,04                              | 0,03                    | 0,02                        |
| 14,40   | 13,81      | 12,51                       | 12,67                             | 12,59                   | 13,02                       |
| 3,63  | 2,50       | 2,21                        | 1,36                              | 1,07                    | 2,47                        |
| 0,03  | Не обн.    | 0,01                        | 0,01                              | Не обн.                 | 0,02                        |
| 0,94  | 0,69       | 0,29                        | 0,22                              | 0,19                    | 0,16                        |
| 2,34  | 1,95       | 1,03                        | 0,67                              | 0,47                    | 0,50                        |
| 3,70  | 3,78       | 3,27                        | 3,52                              | 3,71                    | 3,67                        |
| 4,08  | 4,27       | 5,32                        | 5,12                              | 4,90                    | 4,79                        |
| 0,08  | 0,02       | Не обн.                     | Не обн.                           | 0,01                    | Не обн.                     |
| 0,74  | 0,83       | 0,80                        | 0,49                              | 0,74                    | 1,33                        |
| 17  | 10         | 7                           | 6                                 | 4                       | 10                          |

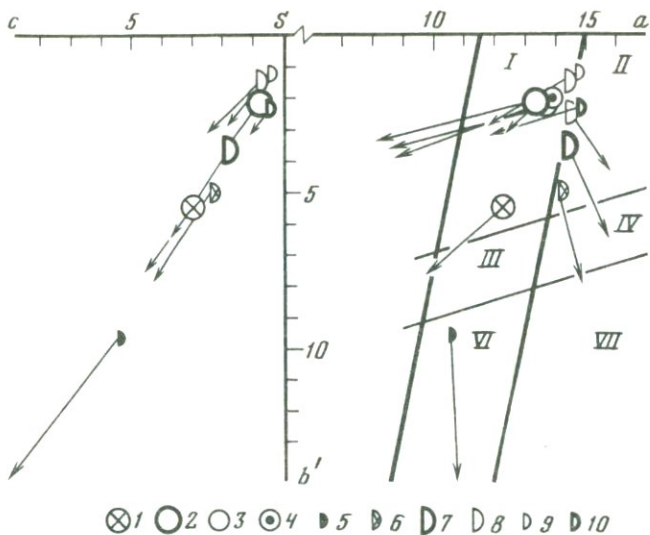
цевые грейзены, иногда с кварцевыми жилами, несущими бедную касситерит-вольфрамит-сульфидную минерализацию [190].

Чалбинский (70 км<sup>2</sup>) и Кере-Юряхский (5 км<sup>2</sup>) незначительно эродированные сателлитовые куполы сложены среднезернистыми двуслюдяными гранитами, переходящими в апикальной зоне Кере-Юряхского купола в существенно мусковитовые турмалинсодержащие граниты. С куполом связано кварцевожильное олово-вольфрамовое эндо-экзоконтактовое месторождение.

Из интрузий, относимых Б.Л. Флеровым к диорит-гранодиорит-гранитной формации, автором изучен Омчикандинский массив (рис. 84, № 7) Центрально-Полоусного района. К ранней интрузивной фазе в районе отнесены Илин-Эмнекенский (220 км<sup>2</sup>) и Арга-Эмнекенский (180 км<sup>2</sup>) массивы, сложенные биотит-роговообманковыми гранодиоритами [19]. Строение Омчикандинского (около 300 км<sup>2</sup>) массива детально охарактеризовано И.Я. Некрасовым [125]. Массив зал. гает в ороговикованных юрских песчано-сланцевых породах и сложен в апикальных и краевых зонах среднезернистыми порфиroidными биотитовыми адамеллитами, переходящими в более глубинных участках в крупнозернистые биотитовые (6% биотита) граниты ГФ. В апикальных и приконтактовых участках массива развиты пластовые тела мелко-среднезернистых биотитовых гранитов ФДИ. В его

центральной части размещается Полярное вольфрамит-касситерит-кварцевое месторождение, давшее касситеритовую россыпь. В районе месторождения (рис. 86, по И.Я. Некрасову [125]) среди гранитов ГФ развиты участки крупнозернистых лейкогранитов, связанные с биотитовыми гранитами ГФ постепенными быстрыми переходами и представляющие, очевидно, генерацию ФДИ. Кроме того, вблизи участка месторождения выделяется тело аплитовидных лейкогранитов, отнесенных автором к ЗФ. Главной особенностью Полярного месторождения является широкое развитие светлоокрашенного золотистого циннвальдита (табл. 62, 66), образующего мелкощуччатые скопления и гнезда крупных лейст в жильном кварце. Помимо циннвальдита в жилах распространены турмалин, из рудных-вольфрамит, касситерит, присутствуют арсенопирит, самородный висмут и пирит. В северо-восточном экзоконтакте массива расположен небольшой (0,4 км<sup>2</sup>) шток Одинокий, сложенный кварцевыми порфирами, с которым связано касситеритовое оруденение грейзенового типа.

Петрохимия. Гранитам региона свойственна повышенная глиноземистость (табл. 68, рис. 87) при нормальной щелочности. Повышенной основностью выделяются гранодиориты I фазы Центрально-Полоусного района. По мере уменьшения основности в гранитах провинции резко и закономерно уменьшается количество плагиоклазовой извести, которое в боль-



⊗ 1 ○ 2 ○ 3 ⊙ 4 ⊙ 5 ⊙ 6 ⊙ 7 ⊙ 8 ⊙ 9 ⊙ 10

Рис. 87. Петрохимическая диаграмма гранитоидов Адыча-Чаркинского и Центрально-Полоусного районов Яно-Колымской провинции Восточной Якутии (см. табл. 69) 1-4 - Адыча-Чаркинский район, Чибгалахская интрузивная система: 1 - гранодиориты эндоконтактовой фации ГФ; 2 - граниты и адамеллиты ГФ, 3 - граниты двуслюдяные апикальной фации ГФ (Чалбинский купол), 4 - граниты двуслюдяные купольной фации ГФ (Кере-Юряхский купол); 5-11 - Центрально-Полоусный район, Омчикандинская интрузивная система: 5 - гранодиориты I фазы, 6 - адамеллиты ГФ эндоконтактовой фации, 7 - граниты ГФ, 8 - лейкограниты ФДИ, 9 - лейкограниты аплитовидные ЗФ, 10 - гранит-порфиры (эльваны) ЗФ; I-VII - поля: I - гранитов, II - щелочных гранитов, III - гранодиоритов, IV - граносиенитов, VI - диоритов, VII - щелочноземельных сиенитов

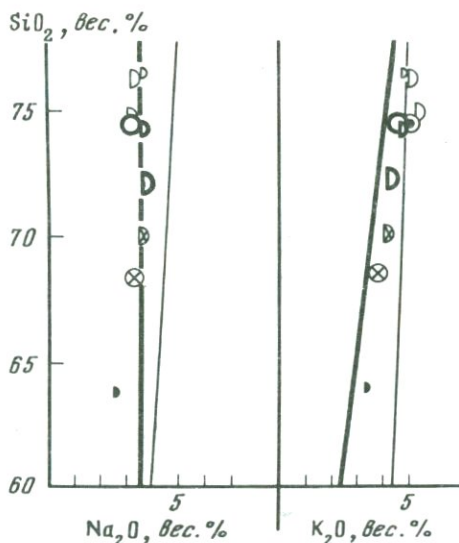


Рис. 88. Соотношение  $\text{SiO}_2$ - $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2$ - $\text{K}_2\text{O}$  в гранитоидах Адыча-Чаркинского и Центрально-Полоусного районов (см. табл. 69)

Условные обозначения те же, что и на рис. 87

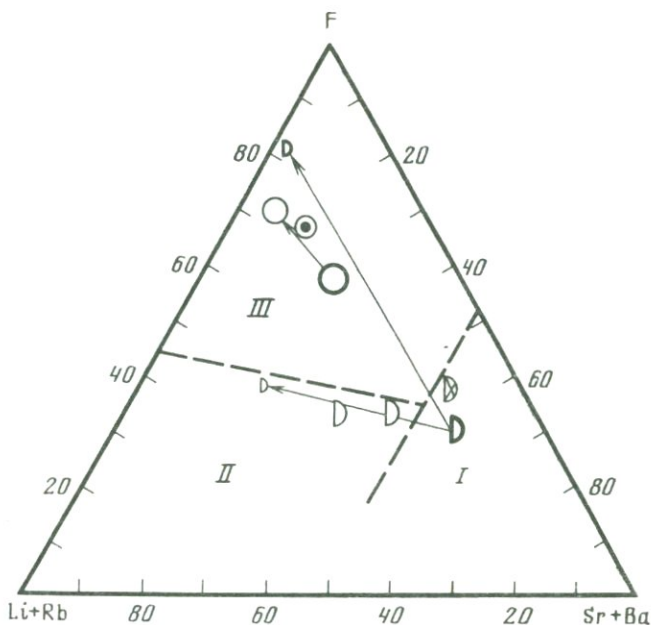


Рис. 89. Диаграмма рудоносности гранитоидов Чибгалахской и Омчикандинской интрузивных систем Яно-Колымской провинции  
Условные обозначения те же, что и на рис. 87

шинстве разновидностей повышено, что выражается в широком развитии андезиновых гранитов. Как и в других оловорудных провинциях, гранитоидам свойственны пониженные относительно кларкового уровня содержания натрия и повышенные – калия (рис. 88). Содержание кремнекислоты показывает, что часть интрузий сложена адамеллитами-гранодиоритами ГФ.

Состав глубинных дифференциатов ЗФ (кварцевые порфиры) по кремнекислоте соответствует составу гранитов ГФ (рис. 88).

**Состав биотитов** (табл. 62) Эмнекен-Омчикандинской интрузивной системы идентичен железо-магнезиальным биотитам гранодиорит-гранитных батолитовых интрузий Забайкалья. Граниты ФДИ массива несколько обогащаются сидерофиллитовой составляющей и только в биотитах ЗФ аплитовидных гранитов сидерофиллит резко преобладает. Из диаграммы рис. 76 видно, что эволюция составов биотитов от ранних гранодиоритов к гранитам ГФ системы совершается по схеме гранодиорит-гранитных батолитовых массивов (кыринский комплекс Забайкалья): в биотитах ГФ возрастает железистость без увеличения глиноземистости, температурность расплавов снижается, но уровень щелочности сохраняется (показано стрелкой). Биотиты гранитов ФДИ и ЗФ (аплитовидные граниты) эволюционируют в сторону высокоглиноземистых модификаций, фиксирующих снижение температурности расплавов и их щелочности.

Точки биотитов Чибгалахской системы попадают в поле высокоглиноземистых биотитов рудоносных гранитов, фиксирующих низкие щелочность и температуры кристаллизации расплавов.

Таблица 69

Редкоэлементный состав гранитов отдельных рудных районов Яно-Колымской провинции

| Элемент    | Адыча-Чаркынский район* |                  |  |   |  |
|------------|-------------------------|------------------|--|---|--|
|            | Чибагалахский массив    | Чалбинский купол | Кере-Юрхский купол                     |   |  |
|            | Адамеллиты и граниты ГФ | Граниты ГФ       | Граниты двуслюдяные купольной фации ГФ | Граниты мусковитовые купольной фации ГФ | Адамеллиты биотитовые среднезернистые ашкальной фации ГФ |
|            | 1                       | 2                | 3                                      | 4                                       | 5  |
| Na, %      | 2,4                     | 2,6              | 2,4                                    | 2,4                                     | 2,7  |
| K          | 3,8                     | 3,7              | 3,5                                    | 3,4                                     | 3,4  |
| F          | 0,11                    | 0,16             | 0,14                                   | —                                       | 0,07   |
| Li, г/г    | 120                     | 200              | 145                                    | 100                                     | 74   |
| Rb         | 270                     | 340              | 300                                    | 390                                     | 160  |
| Be         | 4                       | 3,8              | 2,8                                    | 1,0                                     | 2,5  |
| Sr         | 50                      | 20               | 50                                     | 30                                      | 200  |
| Ba         | 350                     | 120              | 230                                    | 80                                      | 720  |
| B          | 52                      | 450              | >2000                                  | ~7000                                   | 55   |
| Sn         | 9,3                     | >20              | 17                                     | ~40                                     | 4,5  |
| W          | 3,3                     | 9                | 5,7                                    | 11                                      | 1,2  |
| Zn         | 70                      | >40              | 85                                     | 72                                      | 44   |
| Pb         | 26                      | 20               | 27                                     | 31                                      | 22   |
| K/Rb       | 140                     | 109              | 117                                    | 87                                      | 212  |
| Ba/Rb      | 0,9                     | 0,35             | 0,77                                   | 0,20                                    | 4,5  |
| Число проб | 7-28                    | 6-15             | 21                                     | 18                                      | 20   |

\* По анализам проб В.А. Труниной, Я.В. Яковлева с учетом данных работы [190].

Редкоэлементный состав гранитов провинции отражает геохимические различия двух рассмотренных рудоносных интрузивных систем провинции (табл. 69). Чибагалахская система представлена типичными редкометальными гранитами ГФ с низким уровнем содержания фтора (табл. 65), рудоносность которых реализуется при условии дифференциации. Рудоносные дифференциаты системы представлены мелкими телами ФДИ и купольными фациями двуслюдяных и мусковитовых гранитов (с невысоким уровнем накопления фтора), с которыми, как обычно, связано касситерит-вольфрамит-кварцевое оруденение. Принадлежность Чибагалахской системы к потенциально рудоносным и обычный ход формирования рудоносных дифференциатов подтверждается также диаграммой рис. 89. Таблицы 65 и 69 иллюстрируют региональную особенность гранитов провинции — обогащенность их бором, концентрации которого наиболее высоки в мусковитовых гранитах купольной фации ГФ.

Геохимическая характеристика гранитов Омчикандинской системы

| Центрально-Полуосный район            |                                  |                              |                         |                          |                                  |
|---------------------------------------|----------------------------------|------------------------------|-------------------------|--------------------------|----------------------------------|
| Омчикандинский массив                 |                                  |                              |                         | Шток Одинокий            |                                  |
| Граниты биотитовые крупнозернистые ГФ | Лейкограниты крупнозернистые ФДИ | Граниты разномозернистые ФДИ | Граниты аплитовидные ЗФ | Гранит-порфиры (эльваны) | Грейзен слюдисто-топаз-кварцевый |
| 6                                     | 7                                | 8                            | 9                       | 10                       | 11                               |
| 2,8                                   | 2,5                              | 2,7                          | 2,7                     | 2,8                      | 0,22                             |
| 3,4                                   | 4,1                              | 4,0                          | 3,8                     | 3,8                      | 2,7                              |
| 0,05                                  | 0,035                            | 0,03                         | 0,03                    | 0,62                     | 2,46                             |
| 64                                    | 58                               | 78                           | 74                      | 260                      | 280                              |
| 160                                   | 190                              | 210                          | 250                     | 820                      | 820                              |
| 2,8                                   | 2,3                              | 3,0                          | 3,1                     | 14                       | 6,1                              |
| 220                                   | 120                              | 80                           | 50                      | 40                       | 40                               |
| 670                                   | 330                              | 240                          | 100                     | 80                       | 110                              |
| 61                                    | 50                               | 76                           | 82                      | 63                       | 100                              |
| 6,5                                   | 2,7                              | 5,2                          | 5,2                     | 88                       | 160                              |
| 3,6                                   | 1,0                              | 2,0                          | 8,8                     | 7,7                      | 30                               |
| 33                                    | 25                               | 20                           | 32                      | 530                      | 320                              |
| 14                                    | 21                               | 30                           | 31                      | 34                       | 50                               |
| 212                                   | 216                              | 190                          | 152                     | 46                       | 33                               |
| 4,1                                   | 1,7                              | 0,9                          | 0,4                     | 0,1                      | 0,1                              |
| 10                                    | 8                                | 10                           | 4                       | 9                        | 10                               |

необычна. Граниты ГФ массива, несмотря на его очевидную рудоносность, характеризуются близкими к кларковым концентрациям всех, за исключением бора, гранитофильных элементов и являются субредкометальными (табл. 65). Иными словами, главная особенность интрузии состоит в том, что геохимическая характеристика гранитов ГФ не дает оснований для вывода о ее повышенной рудоносности, за исключением только одного признака, оказывающегося в этом случае решающим — необычно высокого содержания в гранитах интрузии бора. В лейкократовых дифференциатах системы наблюдается резкое снижение концентраций стронция и бария, сопровождающееся лишь умеренным накоплением гранитофильных элементов, наиболее заметным в аплитовидных гранитах в районе Полярного месторождения. Но и в этом случае аплитовидные граниты являются только редкометальными (табл. 65) и, следовательно, по главным геохимическим параметрам (за исключением концентраций бора) ограниченно рудоносными. Примечательной особенностью распределения бора является сохране-

ние уровня его высоких концентраций (4–5 кларков) во всех дифференциатах системы. Поздним дифференциатом ее является шток кварцевых порфиров Одинокий, неизменные грейзенизацией разновидности которых представляют типичные калиевые ультраредкометальные эльваны (ИНК > 50 кларков, табл. 65), рудоносность которых реализуется в развитии продуктивного касситерит-кварцевого оруденения грейзенового типа.

На диаграмме рудоносности (рис. 89) граниты ГФ Омчикандинского массива попадают в поле безрудных. Камерная дифференциация системы приводит к формированию ограниченно рудоносных гранитов ФДИ и аплитовидных гранитов ЗФ. Высоко рудоносны только обогащенные фтором поздние дифференциаты системы – кварцевые порфиры. Повышенная рудоносность Омчикандинской интрузии не фиксируется также данными диаграмм рис. 77 и табл. 63. Концентрации Li, Sn, F в гранитах ГФ ниже уровня избыточности (рис. 77), а в гранитах ФДИ и аплитовидных ЗФ – лишь очень слабо избыточны. Содержания F, Li, Rb, Sn в слюдах ГФ и ФДИ (табл. 63) значительно ниже уровня, установленного для биотитов рудоносных гранитоидов, и только данные по биотитам аплитовидных гранитов ЗФ подтверждают их рудоносность.

Из рассмотрения геохимических данных следует, что главным фактором рудоносности Омчикандинской системы является высокое содержание в гранитах бора, большая часть которого связана в микроакцессорном турмалине. Так как интенсивное концентрирование бора в двуслюдяных гранитах куполов Чибгалахской интрузии (Чалбинский, Кере-Юрхский куполы, табл. 69) к существенному повышению рудоносности не приводит, свойства этого элемента как активного экстрагента проявляются, очевидно, в закрытых внутренних очагах остаточных расплавов, где соединения бора способствуют резкому концентрированию редких элементов, в особенности олова, в остаточных флюидах. Очевидно, со сбросом таких флюидов по зонам разломов связано формирование Полярного месторождения, а с интродуцированием остаточных расплавов из таких обогащенных бором внутренних очагов – формирование высоко рудоносных кварцевых порфиров-эльванов штока Одинокого.

Из сказанного также следует, что диаграмма рудоносности (рис. 89) не дает ответа на вопрос о степени рудоносности обогащенных бором гранитных систем и требует учета уровня концентраций в гранитах этого важного элемента. Аналогичные примеры были рассмотрены ранее (провинции Словакии, Юга Витимского плоскогорья, Северного Вьетнама). Особое значение в формировании оруденения имеют субвулканические тела ультраредкометальных калиевых гранит-порфиров и кварцевых порфиров (эльванов).

Перспективность субвулканических пород в отношении оруденения подчеркивались И.Я. Некрасовым и В.К. Покровским [126]. Хотя степень их рудоносности в настоящее время оценить трудно, в связи с изложенным очевидно, что наиболее перспективными среди них являются ультраредкометальные тела, быстрое и надежное выявление которых возможно на основе геохимических исследований.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ,  
ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ  
И СТЕПЕНЬ ПРОДУКТИВНОСТИ  
ПОТЕНЦИАЛЬНО РУДОНОСНЫХ ИНТРУЗИЙ

ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ИНТРУЗИЙ РУДОНОСНЫХ ГРАНИТОВ

Гипотеза корового происхождения гранитов в результате палингенного плавления (магматического замещения) предварительно гранитизированного пара- и ортокристаллического субстрата земной коры под воздействием флюидных потоков глубинного происхождения (трансмагматических флюидов, интрателлурических растворов) является общепризнанной [27, 96, 103, 109, 119, 235]. Формирование рудоносных гранитных интрузий редкометалльных провинций связывается также с процессами палингенного плавления корового субстрата, но локализованными в зонах глубинных разломов, что является главным признаком, свидетельствующим о посторогенном характере рудоносных интрузий.

Рудоносные интрузии сложены исключительно адамеллитами или лейкогранитами и подразделяются на две главные генетические группы, определяющие металлогенический облик редкометалльных провинций.

Первая группа представлена интрузиями геохимического типа плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов, по Л.В. Таусону [171], вторая группа – интрузиями геохимического типа редкометалльных гранитов щелочного ряда (субщелочные лейкограниты). По минеральному составу и петрохимическим параметрам лейкограниты двух названных групп нередко трудно различимы. Главными отличительными их признаками являются состав биотитов и акцессорной минерализации.

Субщелочные лейкограниты обогащены магнетитом и характеризуются магнезиальными биотитами, состав которых отражает их кристаллизацию из высокотемпературных маловодных [199] расплавов при резко повышенной активности калия. Среди интрузий субщелочных лейкогранитов рудоносные, сложенные разновидностями редкометалльных гранитов составляют меньшинство, выделяются повышенными концентрациями редких элементов, фтора и бора и сопровождаются молибденовым и вольфрам-молибден-редкометалльным оруденением. Оловянная минерализация имеет сугубо подчиненное значение. Кроме молибденового пояса Забайкалья к провинциям, связанным с субщелочными редкометалльными лейкогранитами, относится Центральный Казахстан.

Плюмазитовые редкометалльные лейкограниты в отличие от субщелочных практически не содержат магнетита и характеризуются глиноземистыми биотитами, состав которых фиксирует низкотемпературность расплавов и высокую активность в них воды и кислотных компонентов. С интрузиями плюмазитовых редкометалльных адамеллитов и лейкогранитов связано

оловянно-вольфрамовое, сопутствующее редкометальное и сульфидное (Cu, Pb, Zn) оруденение большинства редкометальных, в том числе главных оловорудных провинций.

Вольфрам-молибденовые провинции представляют регионы преимущественного развития древних метаморфитов и магматитов, служивших вмещающей средой для рудоносных интрузий субщелочных лейкогранитов [171]. Предположению о том, что вмещающие кристаллические породы представляли исходный субстрат при частичном выплавлении из него в зонах разломов субщелочных лейкогранитных расплавов, противоречат данные о составе биотитов: биотиты субщелочных лейкогранитов представлены высокомагнезиальными разновидностями, биотиты вмещающих кристаллических сланцев, гнейсов и гранитоидов — магнезиально-железистыми модификациями, аналогичными составу биотитов известково-щелочных гранитоидов. Очевидно, расплавы субщелочных лейкогранитов были связаны с более глубинными магматическими очагами. В Забайкалье (гл. 1) установлена идентичность состава биотитов субщелочных лейкогранитов и интрузий монцогаббро, являющихся производными глубинных трахиандезитовых (латитовых) магм. В молибденовом поясе Забайкалья часть интрузий субщелочных гранитов содержит локальные монцогаббро-вые-монцодиоритовые тела ранних фаз.

В Среднечешском массиве субщелочные лейкограниты (ржичанские) являются поздними дифференциатами интрузивных пород щелочнобазальтоидного происхождения (дурбахиты); это доказывается магнезиальным составом биотитов ржичанских лейкогранитов и дурбахитов и очень высокими концентрациями в лейкогранитах и дурбахитах бария, что является типоморфным признаком щелочных базальтоидов и их производных [171]. Поэтому вероятно, что субщелочные лейкограниты представляют дифференциаты глубинных очагов коровых гибридных расплавов, сформировавшихся в результате взаимодействия щелочно-базальтоидных магм с гранитогнейсовым субстратом нижнего уровня земной коры.

Главным металлогеническим фактором олово-вольфрам-редкометальных провинций являются построгенные интрузии плюмазитовых редкометальных адамеллитов-лейкогранитов, контролирующие размещение наиболее продуктивных оловорудных районов. Вместе с тем в Центральном и Восточном Забайкалье часть оловянно-вольфрамового оруденения связана с лейкогранитными телами, представляющими формировавшиеся в посторогенную стадию дифференциаты поздне-орогенных батолитовых интрузий, а также гнейсогранитных батолитоподобных массивов. Эти рудоносные тела, представляющие ФДИ и ЗФ крупных гранитных массивов позднеорогенного периода, сложены, как правило, субредкометальными разновидностями лейкогранитов и в большинстве своем сопровождаются минерализацией, не имеющей практического значения. В классификации Л.В. Таусона [171] они, очевидно, могут рассматриваться как лейкогранитная ветвь геохимического типа палингенных известковощелочных гранитоидов и таким образом, являясь образованиями посторогенного периода, генетически отличаются от геохимического типа плюмазитовых редкометальных лейкогранитов, представляя собой лейкограниты дифференциальной линии батолитового известково-щелочного магматизма.

В большинстве оловорудных провинций вмещающей средой для посторо-

генных рудоносных интрузий редкометальных амаеллитов-лейкогранитов являются многокилометровые толщи песчано-сланцевых пород, вовлекавшихся, по мнению многих исследователей, в процесс метасоматической гранитизации и последующего палингенного плавления (магматическое замещение, по Д.С. Коржинскому [96]). В части редкометальных провинций (Забайкалье, Юго-Западный Алтай, Северо-Восток СССР, Восточная Австралия – Тасмания) интрузии редкометальных амаеллитов-лейкогранитов сочетаются с практически одновременными с ними или несколько более ранними интрузиями монцонит-гранодиоритового состава, локализованными в тех же зонах глубинных разломов и формировавшихся так же, как и интрузии редкометальных лейкогранитов в гипабиссальных условиях. Согласно Б.В. Чепелю и А.Дж. Уайту [211, 264], в орогенном поясе Восточной Австралии интрузии гранодиоритов и амаеллитов различаются составом ксенолитов, представляющих остатки подвергавшегося палингенному плавлению субстрата. Расплавы гранодиоритовых массивов, содержащих ксенолиты metabазитов и биотитово-роговообманковых пород, образовались в результате частичного плавления ультраметаморфизованного мафического субстрата среднего и нижнего уровня земной коры, для которого вероятно магматическое происхождение, а расплавы амаеллит-гранитных массивов, содержащих метаосадочные биотитовые ксенолиты с гранатом, кордиеритом и силлиманитом, сформировались в результате гранитизации и последующего плавления материала осадочного происхождения. С гранодиоритовыми интрузиями в Австралийском поясе ассоциирует вольфрамовое, медно-порфировое и молибденовое оруденение, с амаеллит-лейкогранитными интрузиями – оловянное.

Аналогичным образом для гранитоидов Омчикандинского района Северо-Восточной Якутии установлено [19], что состав ксенолитов свидетельствует о вероятном образовании расплавов гранодиоритовых интрузий в субстрате известковистых пород нижней части разреза верхоянского геосинклинального комплекса, а расплавов интрузий амаеллитов – в субстрате вышележащих песчано-сланцевых пород.

В Забайкалье генетические различия монцонит-гранодиоритовой и амаеллит-лейкогранитной групп интрузий периода мезозойской активизации давно отражены формационными схемами магматизма. В гл. 1 было показано, что монцонит-гранодиоритовые интрузии монцонитовой формационной группы представляют вероятные продукты гибридных расплавов, сформировавшихся в результате контаминации щелочнобазальтоидных магм глубинного происхождения коровым гранитным материалом. С частью интрузий этой группы в регионе ассоциирует полиметаллическое и молибденовое оруденение. Амаеллит-лейкогранитные интрузии Забайкалья редкометальной формационной группы, судя по составу их биотитов, представляют типичные коровые образования, исходные расплавы которых формировались, очевидно, посредством частичного плавления вмещающих пара- и ортокристаллических пород. Они сопровождаются олово-вольфрам-редкометальным оруденением.

В Центральном Французском массиве непосредственная связь рудоносных аллютонных лейкогранитов с параавтохтонными лейкогранитами и материнскими (для последних) гранитогеидами устанавливается прямыми геологическими наблюдениями [22].

Таким образом, в редкометальных провинциях, где внегеосинклинальный гранитный магматизм представлен интрузиями монзонит-гранодиоритового и амаеллит-лейкогранитного состава, формирование первых из них связывается с вытравлением из пород глубинных зон земной коры или мантийных [235], формирование вторых — с процессами гранитизации и палингенного плавления сиалических коровых, в том числе песчано-сланцевых пород.

Изложенные выводы подтверждаются с точки зрения особенностей химизма и минерального состава рудоносных гранитоидов оловорудных провинций с многокилометровым разрезом вмещающих песчано-сланцевых пород (Северо-Восток СССР, Юго-Западный Алтай, Рудные Горы, Гемерский район Словакии, Корнуэлл, Юго-Восточная Канада, Тасмания, Северный Вьетнам). Главные фазы рудоносных интрузий в этих провинциях представлены пересыщенными глиноземом амаеллитами (рис. 90) с повышенным (5–7%) содержанием биотита, что согласуется с гипотезой обогащенности пород субстрата глиноземом. Э.П. Изохом [61], а затем К. Меннертом [119] отмечалось, что пересыщенность глиноземом является следствием не столько его повышенных содержаний в гранитах, сколько пониженных концентраций в последних щелочных элементов и кальция. Проведенными исследованиями установлено, что следует говорить о пониженных содержаниях только натрия при повышенных концентрациях калия (рис. 90), которыми недостаток натрия не компенсируется. Очевидно, причина этих особенностей гранитов заключается в том, что палингенез в зонах активизации инициировался флюидами кремне-калиевого состава. Пониженные же содержания натрия, характерные для песчано-сланцевых толщ, объясняются его частичным выносом в мировой океан при формировании терригенных осадков [211], так же как и кальция. Пониженные содержания последнего характерны для большинства амаеллитов оловорудных провинций и проявляются в кислом составе плагиоклаза. Вместе с тем в рудоносных гранитах части провинций (Северо-Восток СССР) содержания кальция не понижены и даже повышены, очевидно, благодаря карбонатной составляющей субстрата. В этом случае большинство гранитов являются глиноземистыми и андезиновыми. Свидетельством происхождения амаеллит-лейкогранитных посторогенных интрузий в результате палингенеза по парагнейсовому субстрату является постоянное присутствие в них глиноземистых акцессорных минералов — андалузита, кордиерита, силлиманита, которые большинством исследователей рассматриваются как ксеногенные.

Формирование исходных расплавов редкометальных интрузий в результате палингенеза по песчано-сланцевому и гранитогнейсовому субстрату достаточно хорошо объясняет причину их преимущественно амаеллит-лейкогранитного состава и ограниченного распространения гранодиоритовых разновидностей.

От перечисленных выше оловорудных регионов оловянно-вольфрамовый пояс Забайкалья отличается резко сокращенной мощностью песчано-сланцевых пород [118]. Плавление в зонах разломов здесь осуществлялось либо в субстрате диорит-метаморфического слоя земной коры, либо в среде домезозойских гранитоидов и гнейсов. Благодаря этому, в отличие от рудоносных гранитов большинства оловорудных провинций в редкоме-

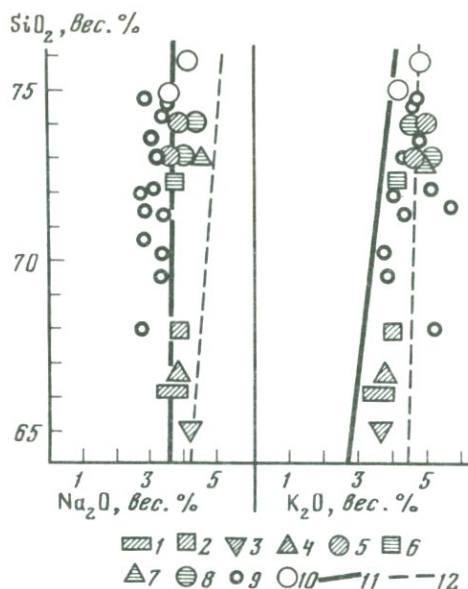


Рис. 90. Соотношение  $\text{SiO}_2$ – $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2$ – $\text{K}_2\text{O}$  в гранитоидах главных интрузивных фаз Забайкалья и рудоносных адамеллитах-лейкогранитах редкометальных провинций мира

1–8 – гранитоиды Забайкалья, 1–5 – оловянно-вольфрамовый пояс; 1, 2 – гранодиорит-гранитная (батолитовая) формационная группа: ундинский комплекс, гранодиориты (1) и кыринский комплекс, гранодиориты и граниты (2); 3, 4 – монзонитовая формационная группа: шахтаминский комплекс, граносиениты и гранодиориты (3), сохондинский комплекс, дациты (4); 5 – редкометальная формационная группа, кукульбейский и харалгинский комплексы, адамеллиты и лейкограниты; 6–8 – молибденовый пояс Западного Забайкалья, субщелочная формационная группа: 6 – бичурский комплекс, граниты, 7 – кудунский комплекс, лейкограниты, 8 – мезозойские рудоносные комплексы, лейкограниты и аляскиты; 9 – рудоносные формации оловянно-вольфрамовых провинций мира, редкометальные адамеллиты и лейкограниты; 10 – рудоносный ачкатауский комплекс Центрального Казахстана, лейкограниты и аляскиты; 11 – изменение кларковых концентраций  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  по Р. Дэли в зависимости от кремнекислотности в известково-щелочных гранитоидах; 12 – изменение кларковых концентраций этих же компонентов в гранитоидах щелочного ряда

тальных гранитах Забайкалья содержания натрия не понижены и соответствуют, как и в диорит-гранитогнейсовом субстрате, кларковому уровню (рис. 90).

Показанные очевидные свидетельства влияния вмещающих пород на состав посторогенных адамеллитов-лейкогранитов подтверждают положение о среднеглубинном, коровом характере магматических очагов этих интрузий.

В провинциях с мощным терригенно-осадочным чехлом с адамеллит-лейкогранитными посторогенными интрузиями связано преимущественно оловянное с сопутствующим вольфрамовым и сульфидным оруденение при резко подчиненном значении собственно редкометального.

В провинциях с небольшой мощностью осадочного чехла и преобладанием в разрезе коры диорит-гранитогнейсового субстрата посторогенные

адамеллит-лейкогранитные редкометальные интрузии характеризуются повышенной натриевостью, благодаря чему в связи с ними наряду с оловянным развивается вольфрамовое и собственно редкометальное (Ta, Nb и др.) оруденение. Это вполне понятно, так как вольфрам-редкометальная минерализация связана всегда с натриевыми (альбитовыми) фазово-фациальными дифференциатами редкометальных интрузий. К подобным провинциям относятся Забайкалье и Центральный Французский массив.

Если субстрат представлен еще более натриевыми и основными породами, в формирующихся коровых гранитах содержания натрия начинают превышать кларковый уровень (Уральская провинция), что неблагоприятно сказывается на редкометальной рудоносности интрузий таких провинций в целом, а в составе сопровождающего оруденения доминируют W и Mo при резко подчиненном значении Sn. В связи с этим следует напомнить, что согласно И.Н. Говорову [35], А.И. Гинзбургу и Э.И. Иовчевой [33], переносу и концентрированию в гранитных расплавах олова и редких элементов способствуют соединения только калия при пассивной роли натрия.

Изложенные материалы, подтверждая ведущую роль кремнекалиевых флюидов в формировании адамеллит-лейкогранитных формаций оловянных провинций, не дают ответа на вопрос о причинах высоких концентраций в формирующихся посторогенных гранитах редких элементов и их рудоносности. Известно, что гранитообразование, связанное с метасоматическо-палингенным преобразованием древних гнейсов в граниты и лейкограниты под воздействием кремнекалиевого привноса, распространено очень широко и может охватывать громадные площади. Но концентрирования редких элементов в палингенных лейкогранитах при этом не наблюдается.

Часть авторов повышенные концентрации редких элементов в гранитах внутриконтинентальных провинций объясняют их повышенными содержаниями в осадочных толщах, служивших субстратом при гранитообразовании ([35] и др.). Но необходимо подчеркнуть, что исследованиями последних лет для ряда регионов доказано отсутствие связи между редкоэлементным составом гранитоидов и вмещающих пород [38, 111, 203]. Представляется, что изложенные материалы подтверждают последний вывод на основе более общих закономерностей, которые сводятся к следующим положениям.

1. Концентрирование редких элементов в интрузиях редкометальных лейкогранитов наблюдается совершенно независимо от вероятного состава исходного для гранитных расплавов субстрата. Последний, как показано, может быть представлен и песчано-сланцевыми толщами, и диорит-гранито-гнейсовыми породами.

2. Гнейсы и гранито-гнейсы среды формирования редкометальных интрузий обеднены редкими элементами (Центральный Французский массив, Урал), либо характеризуются кларковыми их концентрациями (Забайкалье).

3. При обогащении редкими элементами за счет субстрата максимальные их концентрации должны были бы наблюдаться как раз в наименее гранитизированных и близких к его составу гранодиоритах, слагающих более ранние тела и эндоконтактные зоны многих редкометальных интрузий.

зий или гнейсогранитные интрузии раннего этапа активизации (Прииртышская зона смятия в Юго-Западном Алтае). В действительности такие породы обеднены редкими элементами, несмотря на обогащенность минералами-концентраторами (амфибол, биотит).

4. Уровень концентраций редких элементов в разных интрузиях идентичного петрохимического состава, формировавшихся в одинаковых вмещающих породах одной провинции, тем не менее может резко различаться (Главный батолитовый пояс Якутии, Забайкалье, Вьетнам).

5. В зонах экзоконтактового ороговикования песчано-сланцевых пород вокруг редкометальных интрузий наблюдается привнос гранитофильных элементов [117, 185].

Часть исследователей склонна связывать повышенные концентрации редких элементов в гранитах рудоносных интрузий с постмагматическим воздействием на них рудообразующих гидротерм [251]. Эта гипотеза однозначно опровергается примерами, когда интрузии редкометальных гранитов залегают в более древних гранитах. В этом случае древняя гранитная среда в силу ее большей тектонической нарушенности обычно более предпочтительна для циркуляции рудоносных растворов. Между тем повышенные концентрации редких элементов в редкометальных гранитах молодых интрузий полностью контролируются их контактами. Решающим доказательством генетической связи повышенных концентраций элементов с исходными расплавами редкометальных интрузий является их одновременное концентрирование в биотите. Биотиты редкометальных интрузий неизменно обогащены типичными гранитофильными элементами (Sn, Li, Rb, Cs, F, в меньшей степени Be, W) по сравнению с биотитами из обычных гранитов с кларковыми концентрациями элементов [4, 36, 77, 87]. Концентрирующиеся в редкометальных гранитах и их слюдах редкие элементы являются одновременно главными компонентами связанного с интрузиями пневматолито-гидротермального оруденения (F, B, Sn, W, Li, Be, Ta, Nb), что свидетельствует о его прямой генетической связи с интрузиями. Как было показано, дифференциация редкометальных интрузий сопровождается дальнейшим концентрированием редких элементов в поздних дифференциатах и их слюдах. Это определяет генетическую связь оруденения с редкометальными гранитными системами, и непосредственную связь – с поздними дифференциатами таких систем (купольными, внутрикамерными, глубинными), что неоднократно подчеркивалось [137, 233].

Таким образом, устанавливается магматическая природа обогащения редкометальных интрузий редкими элементами и одновременно отсутствие убедительных признаков связи этого обогащения с составом вмещающих пород.

Вероятная причина существенного обогащения расплавов редкими элементами заключается в особых условиях формирования посторогенного гранитного магматизма редкометальных провинций, определяемого Ю.А. Кузнецовым [102] как магматизм областей сводово-глыбовых структур, который самым непосредственным образом связан с зонами глубинных разломов этапа посторогенной активизации. Главным фактором палингенного магмообразования в зонах разломов являлись, согласно общепризнанным взглядам, потоки интрателлурических существенно водных крем-

некалиевых флюидов, интенсивность которых определяла, с одной стороны, возможность возникновения локальных очагов низкотемпературных расплавов, с другой стороны, — привнос и накопление в них группы летучих и связанных с ними редких элементов. К выводу о глубинном источнике главных гранитофильных элементов на основании обогащенности ими пород мантийного происхождения, и в частности калиевых базальтоидов, приходят в последнее время многие исследователи ([9, 35, 171 и др.]). Показательны и такие примеры, как резкое обогащение бором лейкогранитов зон разломов Центрального Французского массива по сравнению с кларковыми его концентрациями во вмещающих гранито-гнейсах (тип Гере), служивших по всем признакам исходным субстратом при формировании расплавов интрузий редкометалльных лейкогранитов. Интенсивный привнос в последние бора, фтора, олова и других редких элементов в данном случае сомнения не вызывает.

Таким образом, палингенное гранитообразование в зонах глубинных разломов резко отличается по своему характеру от площадной гранитизации, протекающей в гнейсогранитных купольных структурах орогенного периода, хотя общая причина этих процессов одна — воздействие на гранитогнейсовый и осадочный субстрат глубинных кремнекалиевых флюидов.

Метасоматическо-палингенное гранитообразование в площадных гнейсогранитных синорогенных [102] структурах носило постепенный и длительный характер, продолжаясь нередко в течение сотен миллионов лет. Сколько-нибудь заметным накоплением гранитофильных элементов этот процесс не сопровождался, что находит отражение в безрудности таких гранитов, отмечавшейся еще Н.Г. Судовиковым [168].

При смене гранитного магматизма геосинклиального режима магматизмом сводово-глыбовых структур посторогенного периода гранитообразование последнего локализуется в "геосинклиальных вздутиях" [103] и затем в зонах глубинных разломов. Наступление посторогенного этапа означало, таким образом, смену условий гранитообразования, заключающуюся в переходе от рассеянной и медленной миграции гранитизирующих флюидов в крупных (орогенный этап) и средних (позднеорогенный этап) поднятиях ко все более концентрированной и ускоренной их миграции по зонам глубинных разломов, сопровождавшейся возникновением локальных очагов коровых палингенных расплавов, формировавшихся на сравнительно небольших глубинах при относительно пониженных внешнем давлении и температуре. Эти условия определяли возможность палингенного выплавления преимущественно лейкогранитных, т.е. наиболее низкотемпературных расплавов, чему в значительной мере способствовал усиленный флюидный поток. Этим, очевидно, и объясняется преимущественно адамеллит-лейкогранитный состав редкометалльных интрузий и незначительное развитие в них более основных, гранодиоритовых разновидностей. Интенсивность и локальность флюидных потоков обусловили возможность концентрированного привноса летучих и редких элементов в формирующиеся расплавы и, как следствие, яркие металлогенические особенности магматизма редкометалльных провинций, а неравномерность этих потоков в разных участках глубинных структур [103] определяла индивидуальные особенности интрузий и их различную рудогенерирующую способность.

Как было показано [87], единство способа гранитообразования и общ-

ность гранитизируемого субстрата в гнейсогранитных куполах "геоантиклинальных вздутий" и зонах разломов однозначно проявляется в одинаковом высокоглиноземистом составе биотитов редкометальных лейкогранитов и гранитоидов гнейсогранитных структур.

Как отмечалось выше, в оловянно-вольфрамовом поясе Забайкалья наряду с лейкогранитами зон глубинных разломов и гнейсогранитных структур широко распространены лейкограниты дифференциационной линии [87], представляющие поздние дифференциаты типичных палингенных гранодиорит-гранитных батолитовых интрузий, формирование которых связывается обычно с глубинными и крупными очагами палингенного плавления позднеорогенного этапа [119]. Лейкогранитные дифференциаты ФДИ и ЗФ батолитовых интрузий, как установлено, обычно не пересыщены глиноземом, а их биотиты представлены железистыми, а не глиноземистыми модификациями, чем лейкограниты дифференциационной линии достаточно однозначно отличаются от палингенно-анатектических адамеллитов-лейкогранитов зон глубинных разломов. Среди дифференциационных лейкогранитов в Забайкалье встречены только субредкометальные ограниченно рудоносные разновидности, уровень накопления редких элементов в которых значительно ниже по сравнению с типичными редкометальными адамеллитами-лейкогранитами.

Таким образом, главными необходимыми и взаимонезависимыми признаками рудоносных гранитных массивов (интрузий) являются их лейкогранитный (рис. 90) состав (адамеллит-лейкогранитный или лейкогранитный субщелочной) и редкометальность гранитов, являющаяся, по М. Штемпроку, одним из наиболее надежных критериев их рудоносности [252]. По мнению автора, независимо от первоначальных причин возникновения этих двух главных генетических признаков рудоносных интрузий именно они являются определяющими при формировании постмагматического редкометального оруденения. По существу, лейкогранитные расплавы являются своеобразными ловушками для рудогенных редких элементов, которые в процессе кристаллизации таких расплавов должны неизбежно концентрироваться в остаточных расплавах и флюидах тем интенсивнее, чем резче были выражены лейкократовость и редкометальность расплава. Причина этого заключается в том, что подавляющее большинство редких элементов гранитоидов концентрируется преимущественно в железомagneзиальных силикатах, особенно в их слюдах или в аксессуарных минералах. Поэтому в обедненных мафических (Fe, Mg, Ti, Ca) компонентами лейкогранитных расплавах интенсивность рассеяния рудогенных редких элементов в мафических минералах по сравнению с меланократовыми разновидностями гранитоидов резко сокращается. Это связано, с одной стороны, с общим значительным уменьшением массы мафических минералов, главным образом слюд (включая магматический мусковит), с другой стороны, — с действием основного закона сокристаллизации элементов-примесей в расплавах, согласно которому количество элементов-примесей, входящих в решетку породообразующих минералов, не произвольно, а определяется динамичным химическим равновесием между закристаллизованной частью породы и остающимся расплавом [150]. При этом для гранитофильных элементов равновесие постоянно смещено в пользу расплава. Вследствие этого по мере кристаллизации интрузии

объем остаточного лейкогранитного расплава сокращается, а концентрации редких элементов в нем увеличиваются, вызывая кристаллизацию на завершающей стадии акцессорных минералов — концентраторов редких элементов. Их количество также определяется химическим равновесием между кристаллизующимися акцессорными минералами и остаточным расплавом, обогащенным к концу кристаллизации флюидной составляющей, которая в свою очередь обогащается редкими элементами по отношению к расплаву.

Универсальность этого ступенчатого процесса обогащения остаточного лейкогранитного расплава редкими и летучими элементами, казалось бы, должна была приводить к универсальной рудоносности лейкогранитов, являющихся в большинстве своем поздними дифференциатами крупных гранитоидных интрузивных систем. Практически же большая часть лейкогранитных образований, как показано, характеризуется незначительным накоплением редких элементов, слабым развитием акцессорной минерализации и является совершенно безрудной.

Представляется, что при формировании редкометальных интрузий особое значение имело то обстоятельство, что они с самого начала возникали и развивались не только как обогащенные редкими гранитофильными элементами, но и как существенно лейкогранитные интрузивные системы (рис. 90), в отличие от большинства обычных нерудоносных гранитных систем, развивавшихся от преобладающих диорит-гранодиоритовых до ограниченно распространенных лейкогранитных образований. Кристаллизация в безрудных интрузиях значительных масс диорит-гранодиоритового состава, содержащих повышенные количества мафических минералов-концентраторов, являлась главным регулирующим фактором, препятствовавшим существенному обогащению редкими элементами остаточных лейкогранитных расплавов таких интрузий. Очевидно, в этом и состоит причина обычной безрудности лейкогранитов дифференциационной линии, в частности, лейкогранитов ФДЛ — ЗФ крупных батолитовых гранодиорит-гранитных массивов. При кристаллизации существенно лейкогранитных систем, к которым принадлежат рудоносные интрузии, рассеяние редких элементов в ранних мафических фациях было ограниченным, что при обогащенности исходных расплавов гранитофильными элементами способствовало резкому концентрированию их в остаточных расплавах рудоносных интрузий. Как указывалось, редкометальные интрузии постоянно сопровождаются рассеянной редкометальной минерализацией пневматолито-гидротермальной природы, являющейся прямым следствием обогащенности остаточных расплавов и флюидов редкими рудогенными элементами, хотя промышленное оруденение развивается далеко не всегда. Рассеянная минерализация локализуется, очевидно, в основном в трещинах, связанных с контракцией интрузий, служивших в наиболее распространенном случае каналами циркуляции постмагматических флюидов и растворов. Для формирования промышленного оруденения, как подчеркивается Л.В. Таусоном [172], необходимы особо благоприятные тектонические условия на завершающей стадии становления рудоносных гранитных систем — развитие зон разломов, дробления, брекчирования и т.п., — наиболее благоприятных для интенсивной дегазации интрузий и концентрированной циркуляции постмагматических флюидов и растворов.

**ОБЩИЕ ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ  
РУДОНОСНЫХ ИНТРУЗИЙ  
И СТЕПЕНЬ ИХ ДИАГНОСТИЧЕСКОГО ЗНАЧЕНИЯ**

По степени относительной значимости все признаки, характеризующие рудоносные интрузии, могут быть подразделены на благоприятные, необходимые и достаточные. Опыт показывает, что большинство признаков, являясь необходимыми (обязательными) для рудоносных гранитных систем, вместе с тем далеко не достаточны для их диагностики. С другой стороны, генетический характер связи оруденения с редкометальными интрузиями предполагает существование признаков не только необходимых, но и достаточных для выявления потенциально-рудоносных гранитных систем. На практике достаточные признаки являются групповыми и формулируются на основе объединения необходимых признаков.

Наиболее общепризнанными признаками потенциально-рудоносных интрузий являются следующие.

1. Связь рудоносных интрузий с зонами глубинных разломов определяется их принадлежностью к посторогенной стадии развития регионов, характеризующейся сводово-глыбовыми структурами [102], что находит также выражение в терминах "субсеквентный", "внегеосинклиальный гранитный магматизм", "магматизм областей тектоно-магматической активизации", "автономной активизации" и т.п. [92, 200]. Признак является необходимым и обратной силы не имеет: далеко не все посторогенные интрузии, приуроченные к одним и тем же зонам разломов, рудоносны.

2. Адамеллит-лейкогранитный существенно калиевый состав гранитов — один из наиболее типичных (рис. 91) необходимых признаков рудоносных интрузий [81, 82, 117, 137, 142, 253]. Признак относится к типичным недостаточным; более широко, чем рудоносные, распространены безрудные лейкограниты с кларковыми концентрациями редких элементов (Западное и Восточное Забайкалье, Казахстан, Урал, Центральный Французский массив, Чешский массив).

3. Приуроченность редкометальных интрузий к областям гравитационных минимумов — необходимый признак редкометальных интрузий [135], являющийся следствием предыдущего признака. Обратной силы признак не имеет благодаря обычной гетерогенности гравитационных минимумов.

4. Гипабиссальность является характерным признаком рудоносных интрузивных систем [109, 173, 176], устанавливаемым по их несогласному залеганию и ореолам ороговикования, а также проявленным в разной степени зонам закалки, порфиroidной и резкопорфиroidной структуре гранитов [37, 187]. Вместе с тем при значительных размерах редкометальных интрузий и их большой мощности (5—10 км и более) понятие гипабиссальности для них, по существу, относительно и характеризует условия кристаллизации апикальной зоны, залегавшей на глубине 1—4 км. Проведенными исследованиями установлено (Забайкалье, Вьетнам, Якутия), что гипабиссальность не является непосредственной причиной обогащения рудоносных интрузий гранитофильными элементами. Кроме того, признак справедлив только в отношении интрузий, сопровождающихся пневматолито-гидротермальным оруденением. В мезоабиссальных условиях редкометальные интрузии сопровождаются редкометальными пегматитами.

Это подтверждает положение, что гипабиссальность интрузий не является главной причиной их редкометальности.

5. Дифференцированность и многофазность нередко выдвигаются в качестве признака рудоносных гранитных систем. По мнению автора, "дифференцированность и многофазность не являются привилегией только рудоносных интрузий, это типичные свойства гранитных систем вообще" [81, 82].

6. Повышенные концентрации гранитофильных элементов (редкометальность) — наиболее характерный необходимый признак гранитов потенциально рудоносных интрузий, подробно рассмотренный по многим аспектам. Признак не является, как установлено, достаточным; имеются немногочисленные примеры, когда гранитоидные системы с повышенными концентрациями гранитофильных элементов редкометальным оруденением не сопровождаются и сопровождаться не могут (Среднечешский массив, гл. 2).

Признак 6 в сочетании с признаками 2(3) и 4 образует группу достаточных прознаков для выделения потенциально рудоносных гранитных систем посторогенной стадии развития (признак 1) внутриконтинентальных провинций. Признак 5 (дифференцированность) необходим для реализации потенциальной рудоносности таких систем.

#### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИЙ

Повышенные концентрации гранитофильных элементов в гранитах потенциально рудоносных интрузий являются их главным геохимическим признаком [173], который конкретизируется в геохимических критериях выделения потенциально рудоносных интрузий, включающих [176]: 1) повышенные или высокие концентрации в гранитах летучих (фтор, бор); 2) повышенные концентрации ряда характерных редких элементов (Li, Rb, Cs, Be, W, Sn, Ta), превышающие кларковые в 1,5—4 раза; 3) высокую дисперсию концентраций в гранитах редких элементов [174]; 4) высокие концентрации характерных редких элементов в минералах поздней стадии кристаллизации, в первую очередь биотите; 5) проявление специфической акцессорной минерализации.

Согласно теории сокристаллизации [150] признаки 4 и 5 связаны с признаками 1 и 2 функционально, отражая интенсивное накопление в расплавах-дифференциатах летучих и связанных с ними редких элементов, определяющее повышение их содержаний в минерале-концентраторе биотите и появление редкометальной акцессорной минерализации. Благодаря поздней кристаллизации биотита, особенности редкоэлементного состава остаточных расплавов отражаются в его составе наилучшим образом [4, 36, 77, 87]. Нижние пределы концентраций в биотите рудоносных гранитов Забайкалья наиболее тесно с ним связанных F, Sn и Li составляют соответственно 1%, 60 и 1000 г/т [87]. Средние концентрации в биотитах рудоносных интрузий Забайкалья W и Be составляют 6—7 г/т против 1—2 г/т в биотитах безрудных интрузий.

Проведенные исследования подтвердили важную роль элементов-минерализаторов F и Be как показателей рудоносности редкометальных интрузий.

зий. По соотношению этих элементов в плюмазитовых редкометальных гранитах рудоносные интрузии подразделяются на существенно-фторные, включая фтор-борные, и существенно-борные.

Наиболее продуктивны интрузии с высоким уровнем накопления в гранитах ГФ фтора и бора. Среди них из рассмотренных первое место принадлежит Корнубийской интрузивной системе п-ва Корнуэлл, в гранитах которой при очень высоких концентрациях фтора и бора последний доминирует над фтором. Фтор-борными гранитами с высоким уровнем накопления этих элементов сложены рудоносные интрузии Рудных Гор и Центрального Французского массива. В Забайкалье также распространены редкометальные интрузии этого типа, но с умеренной концентрацией в гранитах ГФ фтора и бора. В крупнейших Азиатских провинциях — Главном батолитовом поясе Якутии, Южноазиатском оловорудном поясе — рудоносные интрузии характеризуются ярко выраженной оловорудной спецификой, а их рудоносность в большинстве случаев определяется уровнем концентрации в гранитах ГФ бора, который для разных интрузий различен. Борные интрузии развиты и в Спишско-Гемерском рудогорье Словакии, умеренная продуктивность которых определяется невысокими содержаниями бора в гранитах ГФ.

Реальность отмеченных различий интрузий по ведущим элементам-минерализаторам подтверждается различиями в характере оруденения, что может быть проиллюстрировано на основе схемы зональности оруденения в Рудных Горах (рис. 91), по Л. Бауману и Г. Тишendorфу [10], имеющей, по-видимому, общее значение. Согласно схеме, в зоне эндо- и экзоконтактов гранитных куполов локализуется оловянно-редкометальное (W, Li, Mo) оруденение топаз-циннвальдитового и топаз-(флюорит)-мусковитового типов касситерит-кварцевой формации. Оруденение турмалинового типа (касситерит-силикатная формация) размещается в ближней экзоконтактной зоне рудоносных куполов (100–600 м над ними), сменяясь выше хлорит-сульфидным типом и затем, касситерит-сульфидным типом (одноименной формации), при общем вертикальном размахе оруденения в интрузивной зоне до 1 км.

В системе этой зональности в интрузиях с высокими концентрациями в гранитах фтора при подчиненной роли бора развивается наиболее продуктивный в касситерит-кварцевой формации топаз-циннвальдитовый тип оловянного оруденения (Рудные Горы). Менее продуктивный топаз-(флюорит)-мусковитовый тип доминирует в связи с интрузиями с невысоким уровнем накопления фтора и бора (Забайкалье).

В интрузиях с резким преобладанием в гранитах ГФ бора (Главный батолитовый пояс Якутии) основное промышленное значение имеют турмалиновый, и особенно сульфидный, типы оловянного оруденения при подчиненном значении оруденения касситерит-кварцевой формации. При этом, как подчеркивается Б.Л. Флеровым [189], турмалиновый и сульфидный типы (касситерит-силикатно-сульфидная формация) контролируются не столько купольными выступами, сколько внутренними глубинными зонами интрузий, благодаря чему вертикальная зональность обычно нарушается, и касситерит-турмалиновые руды могут размещаться на флангах интрузивных систем и гипсометрически ниже гранитных куполов с более высокотемпературным оруденением касситерит-кварцевой формации. Точно также в



Рис. 91. Зональное размещение типов оловянной минерализации, связанной с гранитоидами, по [10]

Корнуэльской провинции наблюдается телескопирование оловянно-вольфрамового оруденения топаз-циннвальдитового типа в купольных выступах с имеющим главное промышленное значение оловянным оруденением турмалиново-сульфидного типа, связанным, судя по ассоциации рудных тел с дайками эльванов, с глубинными остаточными очагами. Главная часть этого оруденения размещается в экзоконтактовой зоне на флангах крупных купольных выступов.

Таким образом, различия в соотношениях и уровнях концентраций в рудоносных гранитах ГФ бора и фтора проявляются, с одной стороны, в разной промышленной значимости оруденения касситерит-кварцевой и касситерит-силикатной и сульфидной формаций, а с другой, — в преобладании либо топаз-(флюорит)-мусковитового типа (низкий уровень накопления фтора и бора в гранитах), либо топаз-циннвальдитового, более продуктивного типа касситерит-кварцевой формации (высокий уровень концентрации фтора в гранитах ГФ при средних или высоких содержаниях бора).

Субшелочные лейкограниты рудоносных интрузий вольфрам-молибденовых провинций (молибденовый пояс Забайкалья, Центральный Казахстан) характеризуются также повышенными концентрациями бора и фтора при резко переменных их соотношениях.

#### ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ СРАВНИТЕЛЬНОЙ ОБЩЕЙ РУДНОЙ ПРОДУКТИВНОСТИ ПОТЕНЦИАЛЬНО РУДОНОСНЫХ СИСТЕМ

Обсуждавшиеся в предыдущих разделах признаки позволяют уверенно различать среди гранитных массивов редкометальных провинций потенциально рудоносные интрузии, хотя и не дают ответа на вопрос о возможных масштабах оруденения (рудной продуктивности). Согласно Л.В. Таусону [171, 172], рудная продуктивность интрузий определяется условиями и масштабами процессов их дегазации на магматической и постмагматической стадиях. Интенсивность дегазации (флюидно-гидротермального сброса, с которым непосредственно связано оруденение) определяется, с одной стороны, геохимическими особенностями расплавов интрузивной системы, а с другой, — конкретными геолого-тектоническими условиями, существовавшими на заключительной стадии ее развития.

Поэтому оценка продуктивности интрузий является двухэтапной и подразделяется на сравнительную оценку вероятной общей рудной продуктивности интрузий, исходя из геолого-геохимической характеристики слагающих их гранитов, и конкретную оценку рудной продуктивности отдельных интрузивных систем, которая определялась тектоническими условиями их дегазации и проявлялась в интенсивности развития зон минерализации. Этап конкретной оценки по сравнению с геолого-геохимическим изучением интрузий связан с гораздо более детальными и трудоемкими геохимическими исследованиями полей аномальных концентраций [172] в пределах отдельных рудных узлов.

Изложенными материалами показано, что вероятная максимальная интенсивность флюидно-гидротермального сброса рудоносных интрузий при прочих равных условиях определяется уровнем накопления в их дифференциатах гранитофильных элементов, иными словами, степенью редкометальности гранитных систем. Степень редкометальности, как установлено, определяется принципом группового накопления гранитофильных элементов. В частности, поэтому практиковавшееся определение рудоносности по содержаниям одного профилирующего элемента методически неверно, хотя и до последнего времени продолжается дискуссия, можно ли по повышенным содержаниям олова считать граниты оловоносными или нельзя [215, 229].

По степени редкометальности рудоносные граниты могут быть подразделены на субредкометальные, редкометальные и ультраредкометальные [86]. Различия между ними иллюстрируются диаграммой рис. 92.

Субредкометальные граниты подразделяются, в свою очередь, на разновидности с низким и высоким уровнем накопления бора. Они характеризуются невысоким (до 2–3 кларков) накоплением только части гранитофильных элементов (Sn, W, Rb, B); их главным признаком являются низкие (околокларковые или ниже кларковых) концентрации фтора. Из них граниты с невысоким уровнем накопления бора ограниченно рудоносны, что выражается в рассеянном характере и бедном минеральном составе сопровождающего оруденения и его ограниченных масштабах. Субредкометальные граниты с высоким уровнем содержания бора выделены на основании изучения рудоносных интрузий Словакии, Восточной Якутии и Северного Вьетнама. Их рудоносность тесно связана с бором, при высоких концентрациях которого в гранитах возможность развития продуктивного оловянного оруденения резко возрастает.

Самая многочисленная группа рудоносных интрузий редкометальных провинций сложена редкометальными гранитами ГФ с невысоким уровнем накопления фтора (< 2 кларков). Граниты характеризуются повышенными, превышающими кларковые в 1,5–4 раза концентрациями практически всех гранитофильных элементов, включая часто В. Наиболее легко эта группа распознается по повышенным (в названных пределах) содержаниям Sn, Be, Li, но невысоким – F. Кроме того, выделена самостоятельная группа с высоким уровнем содержания фтора, но относительно невысоким – остальных элементов. Известен пока лишь один рудоносный комплекс с такой необычной геохимической характеристикой гранитов ГФ – харалгинский (Центральное Забайкалье).

Наконец, группа ультраредкометальных гранитов легко диагностирует-

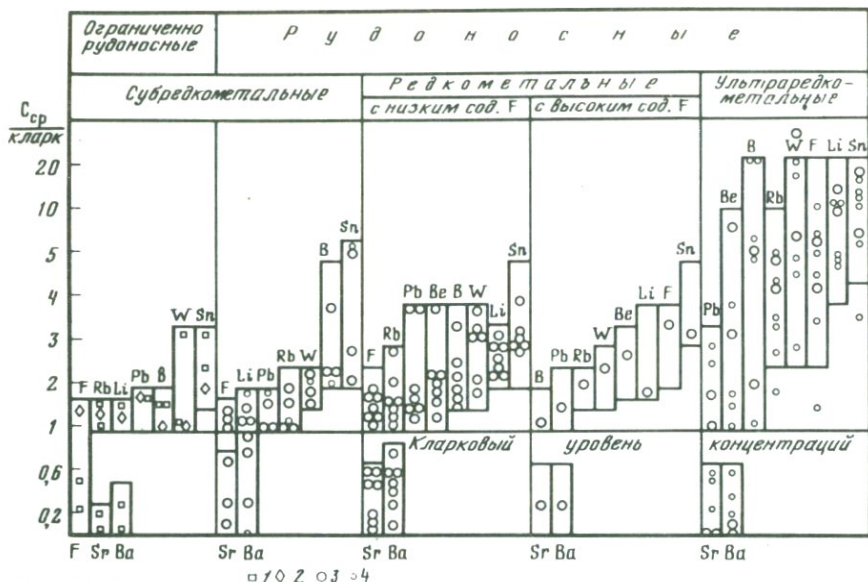


Рис. 92. Диапазоны относительных концентраций редких элементов в главных геохимических разновидностях рудоносных гранитов внутриконтинентальных редкометалльных провинций

1 — граниты ФДИ гранодиорит-гранитных батолитовых формаций Забайкалья; 2 — граниты ФДИ гнейсогранитных формаций Забайкалья; 3 — адамеллиты-лейкограниты ГФ рудоносных редкометалльных формаций разных регионов; 4 — граниты ФДИ-ЗФ рудоносных редкометалльных формаций

ся по высоким, превышающим кларковский уровень в 4–5 раз, содержаниям Li и Sn при повышенных, составляющих от 3 до 10 кларков и более, содержаниях F, B, W, и Rb. Ультраредкометалльные граниты постоянно рудоносны и сопровождаются обычно концентрированным оруденением. В большинстве регионов они слагают тела ФДИ и ЗФ редкометалльных гранитных систем, и только в отдельных интрузивных системах ультраредкометалльные граниты представляют ГФ. Общим свойством субредкометалльных-редкометалльных-ультраредкометалльных гранитов являются пониженные концентрации Sr и Ba.

Следует подчеркнуть, что разделение гранитов по степени их редкометальности на перечисленные группы носит сугубо статистический характер.

Основное значение диаграммы рис. 92 заключается в возможности ее использования в качестве геохимического теста для выделения различающихся по степени потенциальной рудоносности и интенсивности оруденения разновидностей редкометалльных гранитов.

Совмещение на треугольной геохимической диаграмме рудоносности (рис. 93) результатов геохимического изучения гранитов и анализа фазо-фациального геологического строения интрузий позволяет провести общую оценку сравнительной вероятной рудоносности гранитных массивов, заключающуюся в разделении их на безрудные (поле I) ограниченно рудоносные (поле II) и потенциально рудоносные (поле III диаграммы).

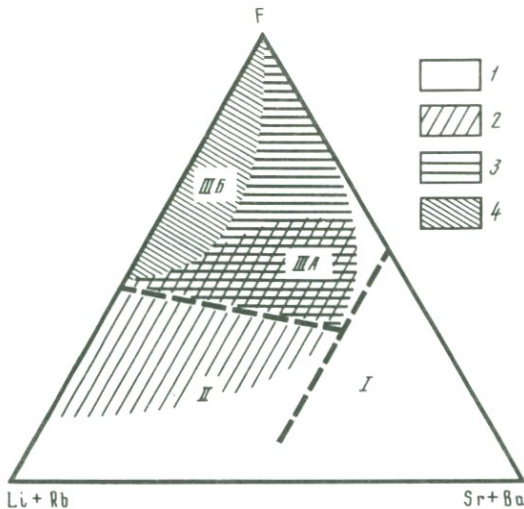


Рис. 93. Общая геохимическая диаграмма рудоносности гранитоидов внутриконтинентальных редкометалльных провинций

*I* – безрудные гранитоиды; *2* – ограниченно рудоносные граниты ФДИ и ЗФ интрузий с безрудными гранитами ГФ; *3* – потенциально рудоносные граниты ГФ; *4* – рудоносные граниты (ГФ, ФДИ, ЗФ); поля: *I* – безрудных гранитов, *II* – ограниченно рудоносных, *IIIA* – потенциально рудоносных, *IIIB* – рудоносных

Наиболее перспективны в отношении редкометалльного оруденения массивы, точки которых группируются в поле рудоносных гранитов (III). В гл. 1 было показано, что поле III подразделяется на поле IIIA потенциально рудоносных и поле IIIB реально рудоносных (рис. 93). В пределах последнего сосредотачиваются все точки поздних дифференциатов (купольных ГФ, ФДИ, ЗФ) редкометалльных интрузий, с которыми непосредственно связано оруденение, а также граниты ГФ в том случае, если они представлены ультраредкометалльными или высокофторными разновидностями, что является одним из важнейших условий реальной рудоносности интрузивной системы. Поле IIIA сосредотачивает большую часть точек субредкометалльных и редкометалльных гранитов ГФ и фиксирует их потенциальную рудоносность, реализующуюся при условии дифференциации интрузий (купольной – ГФ, камерной – ФДИ, глубоинной – ЗФ).

Помимо гранитов ГФ, в поле IIIA попадает часть точек субредкометалльных–редкометалльных гранитов, представляющих ФДИ или ЗФ гранитных систем с геохимической характеристикой гранитов ГФ, приближающейся к кларковой. Положение точек поздних дифференциатов в поле IIIA фиксирует ограниченную рудоносность и продуктивность таких систем. Это связано с тем, что достигнутый в поздних дифференциатах невысокий уровень концентрации редких элементов является предельным для данной интрузивной системы, ее развитие на этом заканчивается, вследствие чего сопровождающий субредкометалльные–редкометалльные тела ФДИ и ЗФ рудный сброс не мог быть интенсивным. Сказанное полностью относится и к полю II ограниченно рудоносных гранитов.

При условии точного установления принадлежности субредкометалльных

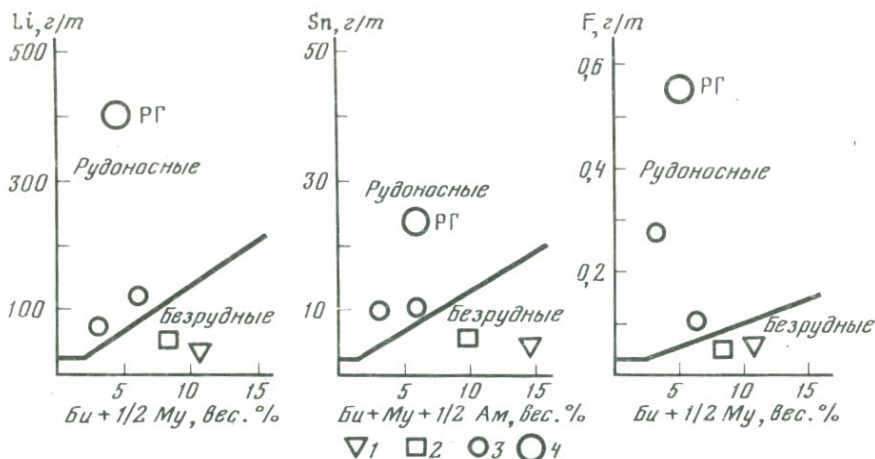


Рис. 94. Диаграмма оценки избыточности концентраций элементов в гранитах, с точками гранитов ГФ некоторых комплексов

1–3 – Забайкалье: 1 – монзонитоиды шахтаминского комплекса, 2 – гранодиориты и граниты кыринского гранодиорит-гранитного батолитового комплекса, 3 – адамеллиты-лейкограниты редкометалльных кукульбейского и харалгинского комплексов; 4 – лейкограниты редкометалльного рудогорского комплекса Рудных Гор Центральной Европы

гранитов к поздним дифференциатам (ФДИ или ЗФ) диаграмма позволяет уверенно прогнозировать ограниченную рудоносность интрузивных тел таких гранитов, что практически выражается как в неконцентрированном, рассеянном характере оруденения, так и в ограниченных масштабах, что может сочетаться с многочисленностью мелких, не имеющих практического значения коренных рудопроявлений.

Наиболее перспективны с отношении сопровождающего оруденения гранитные тела, точки которых попадают в поле ИШБ диаграммы. Однако дать оценку сравнительной продуктивности таких объектов с помощью диаграммы нельзя, и ее возможности на этом исчерпываются.

Дополнительным критерием рудогенерирующей способности редкометалльных гранитов является уровень концентраций гранитофильных элементов в главном минерале-концентраторе биотите и оценка на этой основе степени избыточности концентраций с помощью диаграмм, эффективность которых подтверждена материалами гл. 2. Диаграммы рис. 94, в частности, иллюстрируют высокую степень избыточности концентраций Li, Sn, F в ультраредкометалльных гранитах и низкую – в субредкометалльных, подтверждая соответственно высокую рудогенерирующую способность первых и низкую – вторых. Вместе с тем главное значение диаграмм заключается в возможности разграничения безрудных и рудonosных гранитов. Их применение, в частности, показывает (рис. 94, Sn), что установленные Б.Х. Флинтером [215] пределы для оловоносных ( $> 10$  г/т Sn) и безрудных ( $< 10$  г/т Sn) носят формальный характер, т.е. не учитывают минерального состава гранитов. В действительности концентрации в 10 г/т Sn являются избыточными и отражают рудоносность гранитов с содержаниями до 5–6% весовых биотита, но характеризуют безрудные граниты с содержа-

ниями биотита  $> 8\%$  весовых, а среди рудоносных гранитов Забайкалья нередко встречаются разновидности с гораздо более низкими содержаниями Sn (6–8 г/т), являющимися тем не менее избыточными благодаря лейкократовости гранитов ( $< 3\%$  биотита).

При всей определенности выводов, изложенные приемы определения сравнительной потенциальной рудоносности гранитных интрузий не позволяют получить ответа на вопрос о причинах очевидных различий в масштабах и интенсивности (т.е. рудной продуктивности) оруденения, сопровождающего геохимически сходные гранитные интрузии.

Проведенным образом показано, что одним из главных факторов интенсивности связанного с интрузиями оруденения является степень редкометальности слагающих их гранитов. Поэтому в общем случае наиболее интенсивное оруденение развивается в связи с интрузиями ультраредкометальных гранитов, которые, как было показано, представляют собой достаточно редкое явление. Вместе с тем, хотя подобным интрузиям действительно свойственна повышенная рудоносность, продуктивность сопровождающего их оруденения далеко неодинакова и может резко различаться. Причины этого становятся очевидными при более детальном сопоставлении интрузий. В гл. 2 было рассмотрено несколько интрузивных систем с ультраредкометальными гранитами, которые в небольшой части интрузивных систем представляют граниты ГФ и, следовательно, слагают основной объем интрузий. К таким системам из рассмотренных относятся Корнубийская интрузия юго-западной Англии (полуостров Корнуэлл), рудогорский комплекс Рудных Гор ЧССР–ГДР и комплекс Пиа-Оак Северного Вьетнама. Среди них особенно большими объемами гранитов ГФ (площадь кровли  $200 \times 50 \text{ км}^2$ , мощность 10–20 км) выделяется Корнубийская интрузия, обладающая, кроме того, рядом других положительных показателей продуктивности. Важнейшая роль объема рудоносных гранитов в продуктивности интрузий подтверждается сравнением рудогорских гранитов Рудных Гор и комплекса Пиа-Оак: хотя в обоих комплексах граниты ГФ ультраредкометальны, продуктивность интрузивных систем различна. Большие объемы интрузивных масс ультраредкометальных гранитов ГФ Рудных Гор (площадь кровли  $150 \times 50 \text{ км}^2$ ) определили высокую рудную продуктивность региона. В Северном Вьетнаме комплекс Пиа-Оак представляет очень локальные массивы. Соответственно и продуктивность оруденения резко сокращается.

В остальных рассмотренных регионах ультраредкометальные граниты слагают массивы ЗФ или ФДИ интрузивных систем, главные фазы которых представлены редкометальными гранитами. Таковы ультраредкометальные штоки Балтийского щита, представляющие ЗФ крупных массивов гранитов рапакиви, ультраредкометальные штоки в Центральном Французском массиве, являющиеся дифференциатами крупных массивов более ранних лейкогранитов, массивы ФДИ крупной интрузии редкометальных адамеллитов Блю-Тир на Тасмании. В Забайкалье к подобным преобразованиям относится, в частности, очень небольшой Этыкинский шток амazonитовых гранитов, представляющий ЗФ интрузий кукульбейского комплекса. В соответствии с его небольшими размерами, но повышенной редкометальностью слагающих гранитов шток сопровождается небольшим высокотемпературным оловянным месторождением.

Большинство других, рассмотренных в гл. 2 рудоносных систем сложены обычными редкометальными гранитами. Продуктивность систем также неодинакова, и они могут сопряжаться как мелкими или средними, так и в редких случаях крупными месторождениями. Но при этом даже в случае очень крупных редкометальных интрузивных систем масштабы сопровождающего оруденения, и особенно степень концентрации полезных компонентов в рудах, совершенно очевидно уступают этим же параметрам в оруденении, связанном с такими уникальными интрузивными системами ультраредкометальных гранитов, как Рудные Горы или Корнуэлл.

В большинстве же случаев с интрузиями редкометальных гранитов, особенно если их размеры невелики, связаны лишь мелкие месторождения или непромышленная минерализация.

Рассмотренные примеры показывают, что, если степень концентрации полезных компонентов в сопровождающей интрузии минерализации в общем случае пропорциональна редкометальности гранитов, то масштабы (объемы) оруденения, как правило, пропорциональны объему тел редкометальных гранитов, с которыми оно связано. Поэтому среди интрузий сходной редкометальности обычно более продуктивны интрузии, обладающие большими объемами. Таким образом, наиболее продуктивны интрузивные системы, в которых граниты ГФ, составляющие главную часть их объема, представлены ультраредкометальными разновидностями, а среди таких систем самые продуктивные характеризуются максимальными объемами гранитов ГФ.

В характеристике объема особое значение имеет вертикальная протяженность интрузивных тел, характеризующая их форму и одновременно условия дифференциации. В регионах, где проводился геофизический анализ (Юго-Восточная Канада [239], Центральный Казахстан [161], Юго-Западный Алтай [202], Тасмания [217]), установлено, что максимальные степень редкометальности гранитов и продуктивность оруденения достигаются в участках интрузий с наибольшей мощностью гранитов ГФ. Это согласуется с положениями А.А. Кадика, Н.И. Хитарова [65], согласно которым интенсивность дифференциации интрузий и накопления в их апикальной зоне летучих и редких элементов непосредственно зависит от вертикальной мощности (радиальной протяженности) магматической колонны. Особенно показателен пример интрузии Блю-Тир Тасмании, сложенной обычными редкометальными, с низким уровнем накопления фтора адамеллитами ГФ. Очевидно, благодаря значительным вертикальной протяженности магматической колонны (12 км) и ее объему (площадь кровли более 2000 км<sup>2</sup>), дифференциация интрузий завершилась, тем не менее, формированием продуктивных тел ультраредкометальных гранитов ФДИ значительных объемов. Показателен также пример Южногорской интрузии юго-восточной Канады, для которой было установлено, что максимальная редкометальность характеризует граниты ГФ и ФДИ в области, соответствующей резкому увеличению (до 17 км) вертикальной протяженности интрузии.

Поскольку глубина корового палингеного магмообразования большинством исследователей оценивается в 10–20 км от земной поверхности, величина вертикальной протяженности интрузий в 20 км приближается к

предельно максимальной, а второй составляющей объема интрузивной системы является площадь ее кровли. Совершенно очевидно, что по мере сокращения вертикальной протяженности (мощности) интрузии, она приобретает все более уплощенную форму, что неизбежно должно оказывать неблагоприятное влияние на ход эманационной дифференциации и, следовательно, интенсивность постмагматического флюидного сброса. Поэтому, в частности, небольшую мощность редкометалльных интрузий Забайкалья, оцениваемую в 4–6 км, следует рассматривать при характеристике их вероятной продуктивности как объективный неблагоприятный фактор.

В связи с обсуждаемым вопросом важно также отметить, что определяемая степень редкометальности гранитов ГФ (субредкометально-редкометальные граниты) относится к значительной части их объема. Это подтверждается, в частности, данными по глубинным зонам интрузий Центрального Французского массива (параавтохтонные фации), которые, несмотря на это обстоятельство, сложены редкометальными разновидностями гранитов.

Проведенными исследованиями выявлена особая роль в повышении продуктивности рудоносных систем бора, заключающаяся в формировании в интрузиях с резко повышенными концентрациями этого элемента внутренних очагов низкотемпературных ультраредкометалльных калиевых расплавов, с которыми связано наиболее продуктивное оловянное оруденение касситерит-силикатно-сульфидных формаций. Производными таких очагов являются калиевые ультраредкометалльные поздние дифференциаты-эльваны обогащенных бором интрузий (Корнуэлл, Забайкалье, Якутия), с которыми непосредственно ассоциирует наиболее продуктивная минерализация. Согласно современным представлениям, резко обогащенные фтором и бором и поэтому самые низкотемпературные гранитные расплавы эльванов представляют тот случай, когда может наблюдаться непосредственный переход от расплавов к флюидам и гидротермальным растворам [54, 207, 226]. В отличие от остаточных расплавов интенсивное концентрирование бора в мусковитовых гранитах купольных фаций обогащенных бором интрузий не приводит к существенному повышению их продуктивности (Кере-Юряхский купол Чибгалахской системы Якутии, Бетлиарский купол гемеридной системы Словакии и т.п.). Поскольку бор в отличие от фтора не является постоянным компонентом гранитов рудоносных интрузий, его повышенные концентрации в гранитах следует рассматривать как самостоятельный фактор повышения продуктивности интрузивных систем.

Важным, независимым от условий формирования рудоносных интрузий, но постоянным фактором их продуктивности является уровень эрозийного среза отдельных интрузий и провинций в целом. Совершенно очевидно, что принимая во внимание небольшой, до 1,5–2 км общий вертикальный размах оруденения рассматриваемого типа ([10, 121, 149, 189, 258], рис. 91) и его постоянную локализацию в эндо- и экзоконтактной области интрузий, сравнительно небольшой по историческим геологическим масштабам эрозионный срез в 2–4 км приводит к уничтожению наиболее продуктивной области рудоотложения гипабиссальных интрузий, к которым все рассматриваемые системы относятся. Это может быть про-

иллюстрировано на примере европейских редкометальных провинций, характеризующихся развитием средних (100–150 км<sup>2</sup>, Балтийский щит), средних и крупных (100–300 км<sup>2</sup> (Центральный Французский массив) и очень крупных (площадь кровли до 5–10 тыс км<sup>2</sup>, Корнуэлл, Рудные Горы) интрузий ультраредкометальных гранитов, продуктивность которых совершенно различна и сопоставима. Как было показано в главе 2, в высоко продуктивных интрузивных системах Корнуэлла и Рудных Гор эродировано лишь 12–15% общей площади их кровли, а большая часть надкровлевой области и эндоконтактные зоны многих купольных выступов, где сосредоточено наиболее продуктивное оруденение, сохранены. Совершенно иная ситуация характеризует Центральный Французский массив, редкометальные интрузии которого эродированы до среднего и даже, возможно, глубинного уровня (автохтонные редкометальные интрузии). По существу, в этом регионе сохранились лишь отдельные и, очевидно, более глубинные купольные выступы, которые только и могут быть отнесены к гипабиссальной фации. Вся же надкровлевая область единой интрузивной лейкогранитной системы региона снесена эрозией, с чем, очевидно, и связана его низкая продуктивность, хотя по степени редкометальности и размерам рудоносные интрузии Центрального Французского массива и Рудных Гор Центральной Европы вполне сопоставимы. То же самое относится и к провинции Балтийского щита.

Аналогичные данные имеются и по отдельным интрузивным системам, в частности, Рудным Горам. Как было показано, интрузия молодых рудоносных рудогорских гранитов в этом регионе представлена тремя массивами – интенсивно эродированным Западным (Фогтланд) и слабо эродированными Центральным и Восточным (см. рис. 42). Наибольшее количество рудопроявлений (см. рис. 43) фиксируется в пределах Западного массива, а основное промышленное оруденение сосредоточено в пределах Восточного массива [209], где оно связано с отдельными слабо эродированными гранитными куполами в пределах его контура. Совершенно очевидно, что в Западном массиве большинство рудопроявлений, приуроченных к полям развития рудоносных (рудогорских) гранитов, представляют корневые части эродированных месторождений. Это подтверждается тем обстоятельством, что промышленное оруденение в Западном массиве связано главным образом также с сателлитовыми слабо эродированными куполами по его периферии.

Таким образом, фактор эрозионного среза самым непосредственным образом корректирует возможные заключения о рудоносности гранитных интрузивных систем.

Судя по литературным данным [1] продуктивность (а также редкометальность) рудоносных интрузий субшелочных лейкогранитов зависит от эрозионного среза в еще большей степени. По-видимому, это связано с глубинным характером исходных расплавов, подвергавшихся поэтому усиленной радиальной дифференциации во время их подъема по зонам разломов из глубинных очагов в верхние гипабиссальные уровни.

Изложенные в настоящем и двух предыдущих разделах критерии оценки потенциальной рудоносности и общей вероятной рудной продуктивности гранитных интрузий в отношении олово-вольфрам-молибден-редкометального оруденения суммированы на диаграмме рис. 95, характеризующей

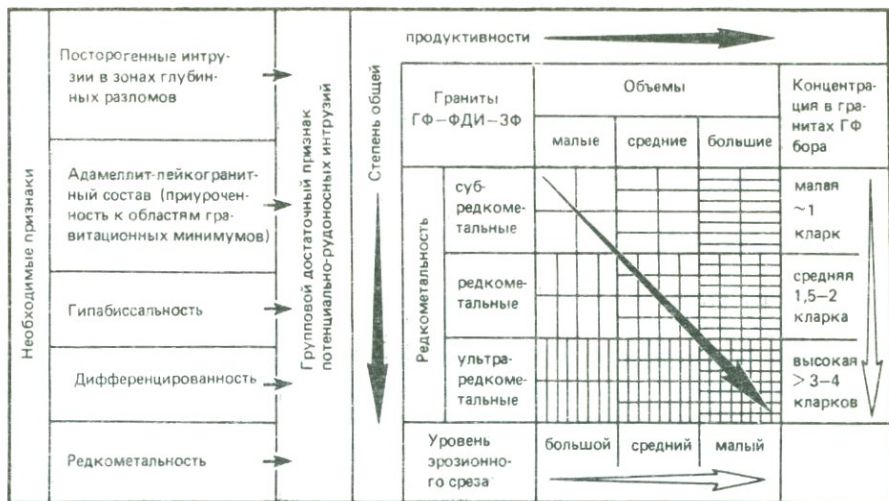


Рис. 95. Схема геолого-геохимического анализа потенциальной рудоносности и общей рудной продуктивности гранитных интрузий

систему геолого-геохимического анализа потенциальной рудоносности и общей рудной продуктивности гранитных интрузий. Несмотря на качественный характер диаграммы, она позволяет вполне определенно оценивать общие перспективы редкометального оруденения для геологически и геохимически хорошо изученных гранитных систем. Так, неоднократно упоминавшаяся уникальная продуктивность Корнубийской интрузии Корнуэлла определяется, в соответствии с диаграммой, уникальным сочетанием положительных факторов продуктивности: а) ультраредкометальностью гранитов ГФ; б) их громадными объемами при значительной (10–20 км) вертикальной мощности интрузии; в) экстремально высокими содержаниями в гранитах ГФ бора; г) малым эрозионным срезом интрузии.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Самый общий результат настоящей работы заключается в преодолении распространенного мнения о невозможности надежного выявления рудоносных интрузий, которое очень образно выражено в высказывании К.Л. Сайнсбери и Б.Л. Рида [245]: "единственным безошибочным признаком гранитов, благоприятным в отношении оловянных месторождений, является наличие самих месторождений" (!) Автор считает, что на основе проведенного геолого-геохимического анализа гранитных систем удалось выявить и сформулировать комплекс признаков, не только необходимых, но и достаточных как для диагностирования потенциально рудоносных гранитных интрузий среди им подобных, но безрудных образований, так и для оценки общей сравнительной рудной продуктивности потенциально рудоносных интрузий.

Разработанные приемы оценки потенциальной рудоносности и сравнительной рудной продуктивности гранитных систем представляют следующую ступень детальности исследований по отношению к формационному анализу гранитоидов и оценке их рудоносности методами этого анализа [62, 101], а также по отношению к геохимической типизации гранитоидов [70, 71]. В развитие положений Л.В. Таусона о геохимических типах гранитоидов [171] проведенными исследованиями показано, что металлогенический профиль внутриконтинентальных редкометальных провинций определяется геохимическим типом гранитоидного магматизма: оруденение в преобладающих на Земле провинциях олово-вольфрам-металлогенического профиля связано с интрузиями геохимического типа плюмазитовых редкометальных лейкогранитов, оруденение в провинциях вольфрам-молибденового профиля (Западное Забайкалье, Центральный Казахстан и др.) развивается в связи с интрузиями геохимического типа редкометальных лейкогранитов щелочного ряда (или субщелочных лейкогранитов, по данным автора настоящей работы). При этом установлено, что главным отличительным признаком рудоносных лейкогранитов названных геохимических типов является состав биотитов. Плюмазитовые редкометальные лейкограниты характеризуются высокоглиноземистыми биотитами, свидетельствующими о пониженной температурности исходных расплавов и повышенной активности в них воды и других кислотных компонентов. Субщелочным лейкогранитам свойственны высокомагнезиальные биотиты, состав которых отражает высокотемпературный характер исходных расплавов, характеризовавшихся высокой активностью калия и низкой — воды. Таким образом, олово-вольфрам-редкометаль-

ные провинции представляют металлогению типично коровых, обогащенных водной фазой гранитных расплавов посторогенных палингенных магматических очагов среднего уровня глубинности земной коры, тогда как вольфрам-молибден-редкометалльные провинции представляют металлогению маловодных, по терминологии Д.С. Штейнберга и Г.Б. Фершгатера [199], расплавов глубинных магматических очагов нижнего уровня земной коры.

Результаты проведенных исследований могут рассматриваться в качестве основы детального (локального) металлогенического анализа редкометалльных провинций с помощью охарактеризованной выше системы (см. рис. 95) оценки потенциальной рудоносности и сравнительной рудной продуктивности отдельных рудоносных интрузий, представляющих основную металлогеническую ячейку редкометалльных провинций и являющихся в них главным металлогеническим фактором [257].

Изложенными материалами показано, что с помощью геолого-геохимического анализа на первом этапе возможно разделение гранитных массивов редкометалльных провинций на безрудные (большая часть), ограниченные рудоносные и рудоносные.

Отнесение гранитоидного массива к разряду рудоносных не означает обязательного развития в связи с ним промышленного оруденения. Большинство таких массивов сопровождается лишь рассеянной минерализацией. Поэтому речь идет об определении потенциальной рудоносности гранитных массивов, т.е. лишь о констатации возможности развития в связи с ними эндогенного оруденения. Значение решения этого вопроса заключается прежде всего в том, что позволяет исключить из сферы детальных исследований преобладающие по распространенности безрудные гранитоиды.

Размещение потенциально рудоносных интрузий достаточно жестко определяет районы возможного развития сопровождающего оруденения, включающие площади гранитных массивов и области их ближних экзо-контактов, из которых наиболее перспективны площади ореолов ороговывания (надкровлевая область гипабиссальных интрузий). Поскольку гранитные массивы геологически выявляются несравненно легче, чем участки развития ассоциирующего с ними оруденения, предварительная оценка рудных районов по данным геохимического анализа гранитоидов безусловно рациональна.

Определение принадлежности массива к рудоносным означает решение только первой общей задачи — выделения перспективных на развитие редкометалльного оруденения районов среди безрудных площадей, что при значительных размерах потенциально рудоносных интрузий (нередко  $> 300-500 \text{ км}^2$ ), разумеется, еще очень далеко от решения вопросов о наличии самого оруденения и участках его локализации. Наиболее распространенные граниты ГФ, на основе геохимических данных по которым редкометалльные интрузии легко распознаются, в случае относительно низких концентраций в них фтора, оруденения, как показано, не несут и обычно не являются рудовмещающими. Рудная минерализация ассоциирует непосредственно с локальными по размерам участками поздних дифференциатов — мусковитовых гранитов купольных фаций, фазой пегматитоносных мусковитовых гранитов, интрузиями ЗФ, выявление которых требует детальных исследований и нередко затруднительно.

В интрузиях, граниты ГФ которых представлены ультраредкометалльными разновидностями, последние являются, как правило, рудовмещающими, при значительном, до 1 км в области эндоконтакта, вертикальном интервале оруденения, обнаружение которого требует постановки детальных геологических и геохимических исследований, выходящих за рамки изложенных методических приемов.

Вторая, более сложная задача, заключалась в сравнительной оценке общей вероятной продуктивности потенциально рудоносных гранитных систем. Она решается с помощью детального геолого-геохимического анализа гранитных интрузий редкометалльных провинций, систематизированного на рис. 95. На основе такого анализа возможно не только выявление круга потенциально рудоносных в отношении редкометалльного оруденения гранитных интрузий (массивов), но и качественное определение общей вероятной промышленной перспективности связанного с интрузиями оруденения (независимо от степени его реальной изученности). Тем самым разработанный методический подход позволяет в конкретном регионе выделять наиболее потенциально рудоносные и продуктивные редкометалльные интрузии, определяющие размещение самых перспективных рудных районов.

Благодаря высокой степени геологической изученности многих редкометалльных провинций, и в частности Забайкалья, на практике гораздо чаще приходится решать обратную задачу — не выявления новых и ранее неизвестных рудных районов, на что обычно делается упор при металлогенических построениях, а оценки многочисленных, уже известных районов распространения рудопоявлений и месторождений, промышленная перспективность которых неясна. Так, еще в 1959 г. Г.Б. Жилинским [50] была показана малая промышленная перспективность оловорудной минерализации в Центральном Казахстане, что в настоящее время подтвердилось принадлежностью рудоносных лейкогранитных интрузий региона к субщелочному ряду, имеющему W—Mo специализацию, и явилось, таким образом, важным научно обоснованным прогнозом большого практического значения. Аналогичная задача решалась автором в Даурской зоне Центрального Забайкалья [79, 85, 86], считавшейся долгое время весьма перспективным районом в отношении оловянного оруденения. Проведенные исследования показали (гл. 1), что большинство оловорудных проявлений региона связано с субредкометалльными и ограниченно рудоносными лейкогранитами ФДИ батолитовых интрузий гранодиорит-гранитного состава, что свидетельствует о малой промышленной перспективности сопровождающего их оруденения. Одновременно было установлено резко ограниченное распространение в регионе типичных редкометалльных рудоносных интрузий мезозойской активизации и тем самым показано, что существовавшими схемами магматизма общая перспективность Даурской зоны Центрального Забайкалья в отношении оловянно-вольфрамового оруденения резко завышалась.

Вместе с тем результаты исследований в Центральном Забайкалье показали малую вероятность открытия в регионе, благодаря его хорошей геологической изученности, новых, ранее неизвестных интрузий, сложенных редкометалльными и, тем более, ультраредкометалльными гранитами. Поэтому, при определении главных направлений поисков редкометалльного

оруденения в Центральном Забайкалье неизбежно встает вопрос о ревизии старых рудных районов.

Из всего изложенного следует, что выявление среди посторогенных гранитоидов потенциально рудоносных интрузий и оценка их сравнительной рудной продуктивности базируется на 1) выделении на геологических картах группы лейкогранитных (адамеллиты – биотитовые граниты – лейкограниты) образований (формаций или отдельных массивов в составе формаций); 2) детальном геологическом и минералого-петрографическом анализе строения гранитоидных массивов включающем обязательное выделение фазовых и фациальных дифференциатов); 3) статистически обоснованной количественной (относительная ошибка определения  $< 20\%$ ) геохимической характеристике фазово-фациальных разновидностей гранитоидов, включающей установление их химического, редкоэлементного (гранитофильные элементы) состава и уровня концентрации летучих (F, V).

Изложенные принципы и методические приемы выделения потенциально рудоносных интрузий и оценки их сравнительной рудоносности могут быть без особых затруднений переведены на язык программы ЭВМ, что уже было частично осуществлено автором с его коллегами для Центрального Забайкалья [86], а также использованы для составления специальных прогнозных геохимических карт.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Амшинский Н.Н.* Минералого-геохимические исследования гранитоидных пород при геологическом картировании и поисках. М.: Недра, 1978. 101 с.
2. *Антипин В.С.* Петрология и геохимия мезозойских гранитоидов Пришилкинской структурной зоны (Восточное Забайкалье): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск: ИГХ СО АН СССР, 1970. 20 с.
3. *Антипин В.С.* Петрология и геохимия гранитоидов различных фаций глубинности. Новосибирск: Наука, 1977. 160 с.
4. *Апельцин Ф.Р., Гинзбург А.И., Архангельская В.В.* и др. Потенциальная рудоносность магматических образований на примерах эндогенных месторождений (олова, бериллия, лития, цезия, тантала, ниобия), генетически связанных с гранитоидами. – В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск: ИГХ СО АН СССР, 1970, ч. 1, с. 146–188.
5. *Афанасьев Г.Д., Аракелянц М.М., Богатилов О.А.* и др. Проблема возраста и генезиса гранитоидов Средне-чешского плутона. – В кн.: Опыт корреляции магматических и метаморфических пород Чехословакии и некоторых районов СССР. М.: Наука, 1979, с. 131–144.
6. *Барабанов В.Ф.* Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. Л.: Изд-во ЛГУ, 1961. Т. 1. 360 с.
7. *Барабанов В.Ф.* Минералогия вольфрамитовых месторождений Забайкалья. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975. Т. 2. 360 с.
8. *Барсуков В.Л.* Основные черты геохимии олова. М.: Наука, 1974. 150 с.
9. *Барсуков В.Л., Дмитриев Л.В.* О верхней мантии Земли, как возможном источнике рудного вещества. – Геохимия, 1972, № 12, с. 1515–1541.
10. *Бауман Л., Тишендорф Г.* Введение в металогению-минерагению. М.: Мир, 1979. 372 с.
11. *Беляев А.М.* Минералого-геохимическая специализация гранитов рапакиви Выборгского массива. – Вестн. ЛГУ, 1983, вып. 1, с. 13–22.
12. *Беляевский Н.А.* Оловянная минерализация в Малайе. – Разведка и охрана недр, 1964, №9, с. 59–69.
13. *Бескин С.М., Ларин В.Н., Марин Ю.Б.* Редкометалльные гранитовые формации. М.: Недра, 1979. 280 с.
14. *Бескин С.М., Марин Ю.Б.* Некоторые вопросы изучения гранитоидных формаций малых и средних глубин: (Терминология, методика выделения; структура интрузивных комплексов, последовательность становления и металлогении). – Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1972, ч. 101, вып. 2, с. 204–222.
15. *Беус А.А.* Принципы прогнозной оценки потенциальной рудоносности геологических комплексов. – В кн.: Вопросы прикладной геохимии. М.: Недра, 1966, вып. 1, с. 21–65.
16. *Беус А.А., Григорян С.В.* Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М.: Недра, 1975. 280 с.
17. *Беус А.А., Северов В.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д.* Альбитизированные граниты (апограниты). М.: Изд-во АН СССР, 1962. 195 с.
18. *Беус А.А., Ситнин А.А.* Геохимические особенности гранитоидов кукульбейского интрузивного комплекса в Восточном Забайкалье. – Сов. геология, 1967, №9, с. 104–109.
19. *Бичус Б.Я.* Петрохимические и геохимические особенности некоторых гранитоидных массивов Центрально-Полуостровного района. – В кн.: Генезис оловянных месторождений и связь их с магматизмом на территории Якутии. Якутск: Ин-т геологии ЯФ СО АН СССР, 1975, с. 164–187.

20. Богомолов Н.С., Барабашев Е.В., Гладков В.Г. и др. Глубинные разломы Забайкалья (в границах Читинской области). — Изв. Забайк. фил. Геогр. о-ва СССР, 1970, 6, вып. 1, с. 21–45.

21. Бушляков И.Н., Соболев И.Д. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Верхисетского массива. М.: Наука, 1976. 340 с.

22. Бюрноль Л. Геохимические и петрографические черты различных типов лейкогранитов в северо-западной части Центрального Французского массива, их эволюция и связанная с ними минерализация. — В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977, с. 52–61.

23. Вартанова Н.С., Завьялова И.Б., Шербакова З.В. Гранитоиды Восточного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1972. 272 с.

24. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, №7, с. 555–571.

25. Виноградов А.С., Каницев А.Д. Статистический анализ связи эндогенного оруденения с глубинными разломами в Центральном и Восточном Забайкалье. — Геология и геофизика, 1979, №7, с. 55–62.

26. Власов К.А. Эманационный процесс и кристаллизационная дифференциация как ведущие факторы образования ряда месторождений редких элементов. — В кн.: Вопросы геохимии и минералогии. М.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 83–93.

27. Волохов И.М. Магмы, интрателлурические растворы и магматические формации. Новосибирск: Наука, 1979. 166 с.

28. Галибин В.А., Копейкин Н.Н., Седова И.С. Р–Т-параметры формирования метаморфической зональности в породах Паган-Олуевского массива и особенности состава полевых шпатов (Восточное Забайкалье). — Вестн. ЛГУ, 1973, № 24, с. 23–26.

29. Геологическая съемка интрузивных образований. Л.: Недра, 1972. 319 с.

30. Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т. 1. 487 с.; Т. 2. 456 с.

31. Геология и закономерности размещения эндогенных месторождений Забайкалья. М.: Недра, 1970. 232 с.

32. Гинзбург А.И. Проблемы редкометалльных гранитов. — В кн.: Редкометалльные граниты и проблемы магма-

тической дифференциации. М.: Наука, 1972, с. 7–27.

33. Гинзбург А.И., Иовчева Э.И. Критерии рудоносности гранитоидов: (На примере бериллия). — В кн.: Магматизм и полезные ископаемые. М.: Недра, 1975, с. 113–129.

34. Гладков В.Г. Об особенностях строения и формирования Кулиндинской интрузии верхнеюрского возраста (Восточное Забайкалье). — В кн.: Добыча и обработка руд редких, цветных и благородных металлов. М.: Недра, 1965, с. 101–117.

35. Говоров И.Н. Геохимические циклы олова и типы оловоносных магматических комплексов. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1973, т. 10, с. 153–167.

36. Говоров И.Н., Недашковский П.Г., Левашев Г.Б. и др. Признаки и факторы геохимической специализации гранитоидов Дальнего Востока. — В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск: ИГХ СО АН СССР, 1970, ч.1, с. 83–145.

37. Горжевский Д.И., Козеренко В.Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М.: Наука, 1965. 300 с.

38. Горцевский А.А. Геохимические особенности некоторых осадочных метаморфических и интрузивных пород районов развития докембрия в Центральном Казахстане. — Геохимия, 1977, № 10, с. 1567–1581.

39. Грабежев А.И., Вигорова В.Г., Чашухина В.А. Поведение фтора при кристаллизации гранитов (в связи с обоснованием критериев специализации гранитов). — Геохимия, 1979, № 1, с. 37–48.

40. Грабежев А.И., Покровский П.В., Чашухина В.А., Вигорова В.Г. Геохимия ниобия и тантала в гранитах и метасоматитах Восточно-Уральского поднятия. — Геохимия, 1976, № 10, с. 1550–1560.

41. Грабежев А.И., Чашухина В.А. Редкометалльные (ниобийсодержащие) граниты Среднего Урала. — Геохимия, 1977, № 8, с. 1173–1182.

42. Гребенников А.М., Шемякина Т.А. Критерии оценки потенциальной редкометалльной рудоносности гранитоидов кукульбейского интрузивного комплекса Восточного Забайкалья. — Геология и геофизика, 1971, № 7, с. 34–41.

43. Гребенщикова В.И. Геохимия и условия формирования Адун-Челонского гранитного массива (Восточное Забайкалье): Автореф. дис. ... канд. геол.-

минерал. наук. Иркутск: ИГХ СО АН СССР, 1980. 26 с.

44. Григорьев Ив.Ф., Доломанова Е.И. Особенности специализированных оловянных гранитоидов Забайкалья и возможные условия образования месторождений олова. — В кн.: Металлогенетическая специализация магматических комплексов. М.: Недра, 1964, с. 157—186.

45. Добрецов Н.Л., Попов Н.В. О длительности формирования гранитоидных плутонов. — Геология и геофизика, 1974, № 1, с. 50—60.

46. Доломанова Е.И. Оловянно-вольфрамовые месторождения Ингодинского рудного узла и их генетические особенности. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 299 с.

47. Дружинин А.В., Колесниченко В.С. О возрастном соотношении вольфрамового и оловянного оруденения в Кукульбейском рудном районе (Восточное Забайкалье). — Геология руд. месторождений, 1964, 6, № 1, с. 81—87.

48. Духовский А.А., Николаев В.Ф., Бузкова Н.Г. и др. О закономерностях пространственного размещения редкометального оруденения в зависимости от формы и внутреннего строения гранитных массивов (на примере Центрального Казахстана). — Геология руд. месторождений, 1975, 17, № 3, с. 104—109.

49. Евдокимова В.Н., Китаев Н.А. Обработка данных геохимических съемок на основе анализа рудных полей. — В кн.: Геохимические поиски рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке по вторичным ореолам рассеяния. Иркутск: ИГХ СО АН СССР, 1973, с. 212—226.

50. Жилинский Г.Б. Оловяноность Центрального Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1959. 212 с.

51. Захаров Е.Е. О некоторых закономерностях в регионально-геологическом размещении месторождений руд черных и цветных металлов. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1958, т.1, с. 92—122.

52. Захаров М.Н. Петрохимия и геохимические особенности Акатуевского массива и связанных с ним малых интрузий (Восточное Забайкалье). — В кн.: Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. М.: Наука, 1972, с. 97—131.

53. Захаров М.Н. Петрология и геохимия акатуевского эффузивно-интрузивного комплекса в Приаргунской

структурной зоне Юго-Восточного Забайкалья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск: ИГХ СО АН СССР, 1972. 20 с.

54. Захарченко А.И. О переходах гранитных расплавов во флюиду, о их характере и металлоносности (по включениям в минералах). — В кн.: Междунар. геол. конгр. XXV сесс.: докл. сов. геологов. Геохимия. Минералогия. Петрология. М.: Наука, 1976, с. 216—274.

55. Зоубек В., Таусов Л.В., Козлов В.Д. Первые результаты геохимического и геотектонического сопоставления оловяноносных гранитоидов Рудных Гор (Чехословакия) и Восточного Забайкалья (СССР). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, №5, с. 13—24.

56. Иванов В.С. О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотита в гранитоидах (на примере Западно- и Восточно-Иультинского интрузивов Центральной Чукотки). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, №7, с. 20—30.

57. Иванов В.В., Мейтуев Г.М. Петролого-геохимические исследования рудных провинций. М.: Недра, 1972. 288 с.

58. Иванова Г.Ф. Геохимические условия образования вольфрамовых месторождений. М.: Наука, 1972. 152 с.

59. Игнатович В.И., Косалс Я.А., Сотников В.И., Фирсов Л.В. Возраст гранитоидных комплексов Западного Забайкалья. — В кн.: Геология и генезис редкометалльных и полиметаллических месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 92—116.

60. Иерархия геологических тел: (Терминологический справочник). Хабаровск: ИТИГ ДВНЦ АН СССР, 1978. 679 с.

61. Изох Э.П. Гипербазит-габб्रो-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. Новосибирск: РИСО СО АН СССР, 1965. 139 с.

62. Изох Э.П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М.: Недра, 1978. 137 с.

63. Изох Э.П., Налетов Б.Ф. Принципы классификации и применения номенклатуры гранитоидов. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1974, ч. 103, вып. 2, с. 205—218.

64. Интрузивные комплексы Забайкалья. М.: Недра, 1964. 216 с.

65. Кадик А.А., Хитаров Н.И. Роль естественной конвекции в переносе маг-

матического тепла и вещества. — *Геохимия*, 1968, № 6, с. 651–655.

66. *Канищев А.Д.* Блоковая структура Центрального Забайкалья и ее значение для магматизма и металлогении. — В кн.: Гранитоидные массивы Сибири и оруденение. Новосибирск: Наука, 1971, с. 262–296.

67. *Канищев А.Д., Менакер Г.И.* Опыт количественной оценки информативности схем металлогенического районирования Центрального и Восточного Забайкалья. — В кн.: Рудоносность мезозойских геологических формаций Забайкалья. Чита, 1972, с. 71–85.

68. *Канищев А.Д., Менакер Г.И.* Количественная оценка информативности схем металлогенического районирования Центрального и Восточного Забайкалья. — *Геология руд. месторождений*, 1973, 15, № 6, с. 95–99.

69. Классификация и номенклатура plutонических (интрузивных) горных пород. М.: Недра, 1975. 25 с.

70. *Коваленко В.И.* Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 208 с.

71. *Коваленко В.И., Гребенников А.М., Антипин В.С.* Онгониты Ары-Булакского массива (Забайкалье): первая находка субвулканических аналогов редкометалльных литий-фтористых гранитов (апогранитов) в СССР. — Докл. АН СССР, 1975, 5, с. 1169–1171.

72. *Коваленко В.И., Коваленко Н.И.* Онгониты субвулканические аналогов редкометалльных литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1976. 126 с.

73. *Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипин В.С.* и др. Мезозойские интрузивные породы Монголии. — В кн.: Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975, с. 130.

74. *Коваленко В.И., Тишendorf Г., Антипин В.С.* и др. Геохимическое сопоставление редкометалльных гранитоидов ГДР и МНР. — *Геохимия*, 1976, № 12, с. 1845.

75. *Коваль П.В., Кузьмин М.И., Антипин В.С.* и др. Состав биотитов гранитоидов Восточного Забайкалья. — *Геохимия*, 1972, № 8, с. 975–970.

76. *Козеренко В.Н.* Геологическое строение юго-восточной части Восточного Забайкалья. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1956. 310 с.

77. *Козлов В.Д.* К оценке степени концентрации редких элементов в дифференциатах гранитоидных интрузий по минералам-концентраторам. — *Геохимия*, 1969, № 3, с. 309–321.

78. *Козлов В.Д.* Геология и геохимия палеозойских гранитоидов Ундино-Газимурского района (Восточное Забайкалье). — В кн.: Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. М.: Наука, 1972, с. 48–96.

79. *Козлов В.Д.* Геохимические особенности рудоносности и вопросы размещения гранитных интрузий в Центральном Забайкалье. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 10, с. 58–69.

80. *Козлов В.Д.* Геохимические различия оловоносных и вольфрамоносных интрузий Центрального и Восточного Забайкалья. — В кн.: Геохимические методы при поисках месторождений олова, вольфрама и ртути. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1975, с. 128–130.

81. *Козлов В.Д.* Геохимические вопросы формирования и дифференциации рудоносных гранитных систем. — В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977, с. 41–51.

82. *Козлов В.Д.* Оценка рудоносности гранитоидных массивов. — В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1981, ч. I, с. 97–112.

83. *Козлов В.Д.* Прогнозирование районов редкометалльного оруденения на основе выявления и оценки геохимически-аномальных гранитных полей. — В кн.: Рациональная последовательность работ при геохимических поисках. М.: ИМГРЭ, 1982, с. 62–64.

84. *Козлов В.Д., Нгуен Хак Винь, Свядковская Л.Н.* Геохимическое сопоставление рудоносных гранитоидов Забайкалья и Вьетнама. — В кн.: СибГЕОХИ-1978. Геохимия эндогенных процессов. Иркутск: ИГХ СО АН СССР, 1979, с. 30–35.

85. *Козлов В.Д., Свядковская Л.Н.* Геохимия и рудоносность гранитоидов Южно-Даурского свода (Центральное Забайкалье). — В кн.: Редкометалльное оруденение гранитоидов Забайкалья. Чита, 1972, с. 58–75.

86. *Козлов В.Д., Свядковская Л.Н.* Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитоидов Центрального Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1977. 251 с.

87. *Козлов В.Д., Свядковская Л.Н., Карнов И.К.* Слюды магматитов Забайкалья: (Вопросы генезиса и рудоносности гранитоидов). Новосибирск: Наука, 1978. 150 с.

88. *Козлов В.Д., Щермет Е.М., Яновский В.М.* Петролого-геохимичес-

кие различия и вопросы генезиса внегеосинклинальных мезозойских гранитоидов оловянно-вольфрамового и золото-молибденового поясов Забайкалья. — Изв. АН СССР. Сер., геол., 1975, № 4, с. 45–64.

89. Козубова Л.А., Мурина Г.А., Рублев А.Г., Шергина Ю.П. Кыджимитский комплекс гранитов и радиологическое обоснование его возраста (Северо-Западное Забайкалье). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 12, с. 31–43.

90. Комаров Ю.В. Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1972. 156 с.

91. Комаров Ю.В., Копылов Э.Н., Белоголовкин А.А. и др. Оловянное оруденение Туркино-Витимского глубинного разлома в Западном Забайкалье. Новосибирск: Наука, 1978. 93 с.

92. Комаров Ю.В., Хренов П.М. О типе развития континентальных мезозойских Восточной Азии. — Докл. АН СССР, 1963, 151, № 4, с. 911–914.

93. Коптев-Дворников В.С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 4, с. 63–80.

94. Коптев-Дворников В.С., Григорьев Ив.Ф., Доломанова Е.И. и др. Интрузивы гранитоидной формации малых глубин, поведение в их породах элементов-примесей и критерии генетических связей рудообразования с ними. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 165–194.

95. Коптев-Дворников В.С., Руб М.Г. О геохимической и металлогенической специализации магматических комплексов. — В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М.: Недра, 1964, с. 7–24.

96. Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 2, с. 56–59.

97. Косалс Я.А. Основные черты геохимии редких элементов в гранитоидных расплавах и растворах. Новосибирск: Наука, 1976. 232 с.

98. Краснов В.П. Среднеюрские интрузии района верхней рек Чикоя и Иногды. — В кн.: Гранитоидные массивы Сибири и оруденение. Новосибирск: Наука, 1971, с. 91–111.

99. Кузубный В.С. Магматические формации юго-западного Алтая и их ме-

таллогения. Алма-Ата: Наука, 1975. 342 с.

100. Кузубный В.С., Лукин В.А., Марьин А.М., Филиппов В.А. О биотах в гранитоидах юго-западного Алтая и возможность использования их для корреляции интрузивных пород. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1967, № 1, с. 70–75.

101. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.

102. Кузнецов Ю.А. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации. — Геология и геофизика, 1970, № 9, с. 3–24.

103. Кузнецов Ю.А., Изох Э.П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магнообразования. В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1969, т. 1, с. 7–20.

104. Кузьмин М.И., Антипин В.С. Геохимическая характеристика мезозойских гранитоидов Восточного Забайкалья. — В кн.: Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. М.: Наука, 1972, с. 132–185.

105. Левицкий О.Д. Геология рудных месторождений Забайкалья. М.: Наука, 1964. 334 с.

106. Левицкий О.Д., Аристов В.В., Константинов Р.М., Станкеев Е.А. Этыкинское оловорудное месторождение Восточного Забайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 122 с.

107. Леонтьев А.Н. Формация позднегерцинских редкометаллоносных гранитов и редкометалльные пояса Прииртышья. М.: Недра, 1969. 166 с.

108. Леонтьев А.Н. Пространственные отношения редкометалльных гранитов, пегматитов и гидротермалитов. М.: Недра, 1972. 102 с.

109. Летников Ф.А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск: Наука, 1975. 214 с.

110. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н. Палеозойский гранитоидный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 144 с.

111. Лугов С.Ф. Роль вмещающих пород при формировании оловорудных месторождений. — В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ, 1976, ч. 3, с. 152–164.

112. Любалин В.Д. Опыт системного исследования гравитационных аномалий

- Забайкалья. — Геология и геофизика, 1978, № 11, с. 44—56.
113. *Ляхович В.В.* Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М.: Недра, 1972. 200 с.
114. *Малькова Р.Н., Митрофанская С.Н.* Петрология и геохимия рудоносных гранитоидов. — В кн.: Геотектоногены Казахстана и редкометалльное оруденение. Алма-Ата: Наука, 1973, т. 2, с. 23—87.
115. *Маракушев А.А.* Проблема рудоносности интрузий гранитоидов. — В кн.: Гранитообразование и летучие. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975, с. 65—75.
116. *Маракушев А.А., Тарарин И.А.* О минералогических критериях щелочности гранитоидов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 3, с. 20—38.
117. *Матвеев В.Т., Шаталов Е.Т.* Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1958, т. 1, с. 169—240.
118. *Менакер Г.И.* Строение земной коры и закономерности пространственного размещения рудных месторождений в Центральном и Восточном Забайкалье. — Геология руд. месторождений, 1972, № 6, с. 3—16.
119. *Меннерт К.* Мигматиты и происхождение гранитов. М.: Мир, 1971. 328 с.
120. *Нгуен Хак Винь.* Геохимическая характеристика гранитных массивов Сонг-Чай, Пиа-Биок и Пиа-Оак района Вьет-Бак Социалистической Республики Вьетнам. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1978. 25 с.
121. *Невский В.А., Сморчков И.Е.* О некоторых проблемах постмагматического рудообразования. — В кн.: Очерки по геологии и геохимии рудных месторождений. М.: Наука, 1970, с. 8—17.
122. *Негрей Е.В., Яцухин О.И.* Особенности петрологии верхнепалеозойского гранитного магматизма Токраусской впадины (Центральный Казахстан). — В кн.: Гранитоиды складчатых и активизированных областей и их рудоносность. М.: Наука, 1977, с. 32—72.
123. *Негрей Е.В., Яцухин О.И., Сапожников В.Г.* Рубидий в верхнепалеозойских гранитоидах Токраусской впадины (Центральный Казахстан). — В кн.: Гранитоиды складчатых и активизированных областей и их рудоносность. М.: Наука, 1977, с. 73—80.
124. *Недумов И.Б., Акелин Н.А., Земская И.П.* О фациальной связи редкометалльных пегматитов и гранитов. — В кн.: Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. М.: Недра, 1972, с. 187—198.
125. *Некрасов И.Я.* Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 334 с.
126. *Некрасов И.Я., Покровский В.К.* Оловоносность субвулканических пород северной части хребта Полоусного и Приморской низменности. — В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973, с. 178—199.
127. *Ненашев Н.И.* Магматизм и развитие рудно-магматических узлов Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1979. 142 с.
128. *Никольская Ж.Д.* Новые данные по геологии и металлогении Салминского массива рапакиви (Карелия). — В кн.: Структурные и магматические факторы контроля эндогенного оруденения. Л.: Недра, 1975, с. 52—57.
129. *Никольская Ж.Д., Гордиенко Л.И.* Петрология и металлогения гранитоидных формаций Карелии. Л.: Недра, 1977. 152 с.
130. *Никольская Ж.Д., Ларин А.М.* Типы и закономерности размещения редкометалльного оруденения Северного Приладожья. — В кн.: Структурные и магматические факторы контроля эндогенного оруденения. Л.: Недра, 1975, с. 22—23.
131. Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 182 с.
132. *Обер Ж.* Изучение альбит-мусковитовых гранитов, содержащих минералы фтора, лития, олова, бериллия, ниобия, тантала и других редких элементов (месторождения Монтбра и Эшасьер, Франция). — В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. М.: Мир, 1971, с. 77—90.
133. *Овчинников Л.Н.* Геологические и физико-химические условия образования плутоногенных гидротермальных месторождений. — В кн.: Эндогенные рудные месторождения: Докл. сов. геологов на XXIII сес.МГК. Прobl. 7. М.: Наука, 1968, с. 52—62.
134. *Овчинников Л.Н.* Логико-методологические основы изучения процессов рудообразования. — В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент: Фан, 1975, с. 488—494.

135. *Овчинников Л.Н., Баранов В.Д.* Проблема стереометаллогении. – В кн.: Проблемы металлогении и рудогенеза. Алма-Ата: Наука, 1974, с. 51–71.
136. *Осинов М.А.* Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. М.: Наука, 1974. 158 с.
137. Основные типы оловорудных районов. М.: Недра, 1976. 232 с.
138. Палеозойский гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса /Леонтьев А.Н., Литвиновский Б.А., Гаврилова С.П., Захаров А.А. Новосибирск: Наука, 1981. 318 с.
139. *Паливцова М., Цимбальникова А., Гейл В.* Проблемы формационного анализа. – Geol. Carpathica. Geol. zb. Slov. akad. vied (Br.), 1978, 29, N 1, с. 43–66.
140. *Пермяков Б.Н., Пермякова И.А.* Основные принципы выделения магматических формаций (на примере Забайкалья). – В кн.: Геология магматических формаций Забайкалья. Чита, 1973, с. 3–18.
141. *Попов В.С.* Типы редкометалльных рудных провинций. – В кн.: Региональная геохимия и рудообразование. М.: Наука, 1980, с. 197–214.
142. *Попов С.Д.* О генетической связи олово-вольфрамово-молибденовых месторождений с интрузиями и поиски их на территории СССР. – В кн.: Материалы по изучению производительных сил Бурят-Монгольской АССР. Улан-Удэ: СОПС АН СССР, 1955, с. 13–69.
143. *Раген Э.* Плутонические породы. М.: Мир, 1972. 255 с.
144. *Романова М.М.* История представлений о происхождении гранитов. М.: Наука, 1977. 188 с.
145. *Руб М.Г., Амшихина Н.А., Хазов Р.А., Хазова В.И.* Докембрийские оловоносные граниты Северного Приладожья. – Изв. АН СССР. Сер. Геол., 1974, № 4, с. 42–59.
146. *Руб М.Г., Павлов В.А., Цамбел Б., Весельский И.* Типоморфные особенности слюды и акцессорных минералов гемеридных гранитов Словакии. – Geol. Carpathica. Geol. zb. Slov. akad. vied (Br.), 1977, 28, N 2, с. 291–310.
147. *Рубо М., Рош Г. де ля.* Гнейсы, мигматиты и граниты в системе *Q-Or-Ab*. – В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972, с. 182–194.
148. *Рундквист Д.В.* Современные представления о геологическом строении и зональности месторождений Корнуэл-
- ла. – Геология руд. месторождений, 1980, 22, № 6, с. 3–17.
149. *Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г.* Грейзеновые месторождения: (онтогенез и филогенез). М.: Недра, 1972. 328 с.
150. *Рябчиков И.Д.* Термодинамический анализ поведения малых элементов при кристаллизации силикатных расплавов. М.: Наука, 1965. 120 с.
151. *Свадковская Л.Н.* Петролого-геохимическое расчленение верхнеюрских интрузий юга Центрального Забайкалья и вопросы их рудоносности. – Геология и геофизика, 1974, № 4, с. 61–70.
152. *Свадковская Л.Н.* Геохимия и рудоносность юрских гипабиссальных гранитоидных интрузий юга Центрального Забайкалья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск: ИГХ СО АН СССР, 1978. 23 с.
153. *Сегалевич С.Ф.* Внутреннее строение и особенности кристаллизации Шерловогорского гранитного штока (Восточное Забайкалье). – В кн.: СибГЕОХИ – 1978. Геохимия эндогенных процессов. Иркутск: ИГХ СО АН СССР, 1979, с. 42–45.
154. *Серых В.И.* Некоторые особенности остаточных жидкостей рудоносных и безрудных гранитных магм (на примере минералого-геохимического анализа позднергерцинских гранитов Северного Прибайкалья). – В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск: ИГХ СО АН СССР, 1971, ч. 2, с. 66–73.
155. *Серых В.И.* Средний химический состав ультракислых гранитоидов Центрального Казахстана. – Геохимия, 1972, № 11, с. 1421–1425.
156. *Ситица С.М.* Гнейсовые купола Нерчинского хребта в Восточном Забайкалье. Новосибирск: Наука, 1975. 140 с.
157. *Скуридин В.А., Сотников В.И.* Биотиты из интрузивных образований рудных полей медно-молибденовых месторождений Восточного Забайкалья. – В кн.: Геология и генезис редкометалльных и полиметаллических месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 117–136.
158. *Смирнов С.С.* Схема металлогении Восточного Забайкалья. Пробл. сов. геологии, 1936, 6, № 10, с. 846–864.
159. *Смирнов С.С.* Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М.; Л.: Госгеолиздат, 1944. 91 с.
160. *Смирнов С.С.* О Тихоокеанс-

ком рудном поясе. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1926, №2, с. 13—27.

161. Соколов В.А., Куликов П.А. Эрозионно-объемно-фазовый анализ гранитных интрузивов — новый метод петролого-минералогических исследований. — В кн.: Некоторые вопросы географии и геологии Казахстана. Алма-Ата, 1972, с. 183—200.

162. Соловьева Л.В. Геология и геохимия поздней шахтаминской и амуджиканской серий малых интрузивов Восточного Забайкалья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск: ИГХ СО АН СССР, 1973. 22 с.

163. Спониор Ю.Н. Редкие щелочи в гранитоидах Центральной Калбы. — В кн.: Геохимические исследования. М., 1970, вып. 1, с. 28—35.

164. Ставров О.Д. Основные черты геохимии лития, рубидия, цезия в процессе становления гранитных интрузивов и связанных с ними пегматитов. — В кн.: Геология месторождений редких элементов. М.: Госгеолтехиздат, 1963, вып. 21. 142 с.

165. Ставров О.Д., Столяров И.С. Петро-геохимическая характеристика гранитоидов различного генезиса Уральской складчатой области. — Сов. геология, 1973, №4, с. 115—126.

166. Старченко В.В. Геолого-тектонический очерк Центрального Забайкалья. — В кн.: Тектоника мезозойских и кайнозойских впадин Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск, 1962, с. 253—263.

167. Старченко В.В. Краткий очерк геологического строения Центрального Забайкалья. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской области. М.: Госгеолтехиздат, 1963, вып. 1, с. 3—15.

168. Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. 550 с.

169. Тарарин И.А. Минеральные фации гранитоидов малой и средней глубины Дальнего Востока. М.: Наука, 1971. 144 с.

170. Таусон Л.В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 232 с.

171. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 279 с.

172. Таусон Л.В. Магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1979. 36 с.

173. Таусон Л.В., Анфилогов В.Н., Коваленко В.И. и др. Факторы потен-

циальной рудоносности гипабиссальных интрузивов гранитоидов. — В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск: ИГХ СО АН СССР, 1970, ч. 1, с. 216—261.

174. Таусон Л.В., Дубов Р.И., Козлов В.Д., Кузьмин М.И. Геохимическое значение дисперсии концентраций редких элементов в гранитоидах. — В кн.: Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. М.: Наука, 1965, с. 12—22.

175. Таусон Л.В., Захаров М.Н. Геохимия вулcano-плутонической ассоциации калиевых базальтоидов в Юго-Восточном Забайкалье. — Докл. АН СССР, 1973, 211, №3, с. 697—700.

176. Таусон Л.В., Козлов В.Д., Кузьмин М.И. Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидных интрузивов. — В кн.: Проблемы геохимии и космологии. М.: Наука, 1968, с. 166—172.

177. Таусон Л.В., Козлов В.Д., Палицова М., Цимбальникова А. Геохимические особенности гранитоидов Среднечешского плутона и некоторые вопросы их генезиса. — В кн.: Опыт корреляции магматических и метаморфических пород Чехословакии и некоторых районов СССР. М.: Наука, 1979, с. 145—161.

178. Таусон Л.В., Лончих С.В., Шафринский Ю.С. и др. Геохимические стандарты магматических горных пород. — В кн.: Ежегодник—1974. СибГЕОХИ. Новосибирск: Наука, 1976, с. 370—375.

179. Таусон Л.В., Цамбал Б., Козлов В.Д., Каменецки Л. Геохимические черты оловоносных гемеридных гранитов Словакии. — В кн.: Опыт корреляции магматических и метаморфических пород Чехословакии и некоторых районов СССР. М.: Наука, 1979, с. 262—270.

180. Темников Ю.И. Пегматитоносные гранитоидные массивы Восточного Забайкалья. — Сов. геология, 1971, №8, с. 54—67.

181. Темников Ю.И. Глубина формирования и эрозионный срез редкометаллических гранитных плутонов. — Геология и геофизика, 1979, №5, с. 32—37.

182. Тишendorф Г., Ланге Х. Геохимия варисских гранитов западной части Рудных Гор (ГДР) как функция их возраста. — В кн.: I Междунар. геохим. конгр., 1971 г. М., 1972, т. 3, кн. 2, с. 303—319.

183. Тишendorф Г., Шуст Ф., Вастернак Ю. К геохимической эволюции ва-

- рисийских гранитов и связанных с ними постмагматических образований в западных Рудных Горах (Фогтланд, ГДР). — В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977, с. 81–93.
184. *Томсон И.Н.* О рудоконтролирующих структурах Восточного Забайкалья. — В кн.: Новые данные по магматизму и минерализации в рудных районах Востока СССР. М.: Наука, 1972, с. 6–13.
185. *Трошин Ю.П.* Геохимия летучих компонентов в магматических породах, ореолах и рудах Восточного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 173 с.
186. *Турутанов Е.Х., Зорин Ю.А.* Глубинное строение гранитных плутонов Монголии и Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 61 с.
187. *Усов М.А.* Фации и фазы интрузивов. — В кн.: Основные идеи М.А. Усова в геологии. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960, с. 58–98.
188. *Ферштаттер Г.Б., Бородин Н.С.* Петрология магматических гранитоидов. М.: Наука, 1975. 288 с.
189. *Флеров Б.Л.* Оловорудные месторождения Яно-Кольмской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1976. 286 с.
190. *Флеров Б.Л., Трунилина В.А., Яковлев Я.В.* Оловянно-вольфрамовое оруденение и магматизм Восточной Якутии. М.: Наука, 1979. 279 с.
191. *Фомин И.Н.* Петрология главных мезозойских магматических формаций Центрального и Западного Забайкалья. — В кн.: Материалы по геологии Центрального и Западного Забайкалья. Чита, 1971, с. 3–44.
192. *Херасков Н.П.* Геологические формации (опыт определения). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1952, 27, вып. 5, с. 31–52.
193. *Хрусталев В.К.* Геохимия и рудоносность палеозойских гранитоидов юга Витимского плоскогорья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск: ИГХ СО АН СССР, 1978. 23 с.
194. *Чашухина В.А.* Акцессорные минералы Мурзинско-Адуйского плутона. — В кн.: Вопросы петрологии и геохимии гранитоидов Урала. Свердловск, 1975, с. 51–58.
195. *Шапенко В.В., Харламов Е.С.* Критерии связи оруденения с гранитной магмой по включениям расплавов и растворов. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, 52, вып. 2, с. 141–142.
196. *Шарапов И.П.* Применение математической статистики в геологии. М.: Недра, 1965. 260 с.
197. *Шерemet Е.М., Козлов В.Д.* Петрология, геохимия и рудоносность гранитоидов молибденового пояса Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1981. 134 с.
198. *Штейнберг Д.С.* О классификации гранитоидов и гранитов. — В кн.: Вопросы петрологии и геохимии гранитоидов Урала. Свердловск: УНЦ, 1975, с. 3–10.
199. *Штейнберг Д.С., Ферштаттер Г.Б.* Петрохимия гранитов и генезис гранитных магм. — В кн.: Вопросы петрохимии. Л.: Наука, 1969, с. 364–366.
200. *Щелов А.Д.* Металлогения областей автономной активизации. Л.: Недра, 1968. 180 с.
201. *Щерба Г.Н.* Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960. 381 с.
202. *Щерба Г.Н., Лопатников В.В., Дьячков Б.А., Шук Г.М.* Морфология и строение Калба-Нарымского плутона. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 3, с. 57–64.
203. *Эйстрах В., Лоренц В., Тишendorff Г.* Геохимическая характеристика метаморфитов Рудных Гор и Фогтланда (ГДР). — Геохимия, 1978, № 1, с. 34–48.
204. *Яновский В.М.* О соотношении метасоматической гранитизации и гранитоидного магмообразования (на примере юрских интрузий Центрального Забайкалья). — Геохимия, 1974, № 9, с. 1320–1330.
205. *Absolonova E.* Nálež skrytého wolframového a molybdenového zrudnění u Božihó Daru v západní části Krušných hor. — Věstn. Ústřed. ústavu geol., 1978, roč. 53, N 3, s. 163–168.
206. *Alderton D.H.M. Moore F.* New determinations of tin and tungsten in granites from South-west England. — Miner. Mag., 1981, vol. 244, N 335, p. 354–356.
207. *Bailey J.C.* Fluorine in granitic rocks and metls: A review. — Chem. Geol., 1977, vol. 19, N 1, p. 1–42.
208. *Beneš K.* Strukturni charakteristika granitoidu Českeho Masivu. — Geol. pr. GÜDS. SAV. Zpr., 1971, N 57, s. 53–64.
209. *Bolduan H.* Die Zinnmineralization im Erzgebirge: Typen und Verteilung. — Geologie, 1972, Bd. 21, N 6, s. 677–692.
210. *Burnol L., Autran A., Bonnici J.P.*

- Geffroy J. Acid granites and associated metallization in the North-Western part of the French Central masse. P.: BRGM, 1974, p. 116–205.
211. Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types. – *Pacif. Geol.*, 1974, N 8, p. 173–174.
212. Chatterjee A.K., Strong D.F., Muecke G.K. A multivariate approach to geochemical distinction between tin-specialized and uranium-specialized granites of Southern Nova Scotia. – *Canad. J. Earth Sci.*, 1983, vol. 20, N 3, p. 420–430.
213. Chauris L. Ceintures granitiques hercyniennes et minéralisations stannowolframifères dans le Massif armoricain. – *C. r. Acad. sci. D*, 1977, vol. 284, N 12, p. 1009–1012.
214. Fiala J., Vejnar Z., Kučerová D. Composition of the biotites and the co-existing biotite-hornblende pairs in granitic rocks of the Central Bohemian pluton. – *Kristalinikum*, 1976, N 12, s. 79–111.
215. Flinter B.H. Tin in acid granitoids: The search for geochemical scheme of mineral exploration. – In: *Geochemical exploration*, 1971. *Canad. Inst. Mining, Spes.* vol. 11, p. 323–330.
216. Fusan O. The paleozoic of Spišsko-Gemerské Rudohorie Mountains. – In: *Regional geology of Czechoslovakia*. Pr., 1968, pt 2. The West Carpatians, p. 231–256.
217. Gee R.D., Groves D.I. Structural features and mode of emplacement of placement of the Blue Tier batholith in northeast Tasmania. – *J. Geol. Soc. Austral.*, 1971, vol. 18, N 1, p. 41–55.
218. Groves D.I. The geochemical evolution of tin-bearing granites in the Blue Tier batholith, Tasmania. – *Econ. Geol.*, 1972, vol. 67, N 4, p. 445–457.
219. Groves D.I. Vertical geochemical zonation within tin-bearing granite sheets, Blue Tier batholith, NE Tasmania. – In: *Metallization associated with acid magmatism*. Pr., 1978, vol. 3, p. 205–215.
220. Haapala I. Some petrological and geochemical characteristics of rapakivi granite varieties associated with greisen-type Sn, Be and W mineralization in the Eurojoki and Kymi areas, Southern Finland. – In: *Metallization associated with acid magmatism*. Pr., 1974, vol. 7, p. 159–169.
221. Haapala I. Petrographic and geochemical characteristics of rapakivi granite varieties associated with greisen-type Sn, Be and W mineralization in the Eurojoki and Kymi areas, Southern Finland. – In: *Metallization associated with acid magmatism*. Pr., 1978, vol. 3, p. 217–225.
222. Hall A. Greisenisation in the granite of Gligga Head, Cornwall. – *Proc. Geol. Assoc.*, 1971, vol. 82, N 2, p. 209–230.
223. Hall A. Géochimie des granites varisques du Sud-Ouest de L'Angleterre. – *Bull. Soc. geol. France*, 1973, t. 15, N 3/4, p. 229–238.
224. Hawkes J.R. Volcanism and metallogenesis: The tin province of South-West England. – *Bull. Volcanol.*, 1974, vol. 38, N 4, p. 1125–1146.
225. Hawkes J.R., Harding R.R., Darbyshire D.P.F. Petrology and Rb: Sr age of the Brannel, South Crofty and Wherry Elvan dikes, Cornwall. – *Bull. Geol. Surv. Gr. Brit.*, 1975, N 52, p. 27–42.
226. Henley S. Petrogenesis of quartz porphyry dykes in south-west England. – *Nature. Phys. Sci.*, 1972, vol. 235, N. 57, p. 95–97.
227. Hesp W.R., Rigby D. Aspects of tin metallogenesis in the Tasman geosyncline, eastern Australia, as reflected by cluster and factor analyses. – *J. Geochem. Explor.*, 1975, vol. 4, N 3, p. 331–347.
228. Hosking K.F.G. The search for tin. – *Mining Mag.*, 1965, vol. 113, p. 261–273, 308–383, 448–461.
229. Hosking K.F.G. The relationship between primary deposits and granitic rocks. – In: *Techn. conf. on tin. L.*, 1967, p. 267–311.
230. Jones M.T., Reed B.L., Doe B.R., Lanphere M.A. Age of tin mineralization and plumbotectonics, Belitung, Indonesia. – *Econ. Geol.*, 1977, vol. 72, N 5, p. 745–752.
231. Kamenický J., Kamenický L. Gemeridné granity a zrudnenia Spišsko-Gemerkeho rudohoria. – *Geol. pr.*, 1955, N 41, s. 5–73.
232. Klominský J., Absolonová E. Geochemistry of the Karlovy Vary granite massif (Czechoslovakia). – In: *Metallization associated with acid magmatism*. – Pr., 1974, vol. 1, p. 189–196.
233. Kühne R., Wasternack J., Schulze H. Fortschritte der Metallogenie im Erzgebirge. C. Postmagmatische Metasomatose im Endo-Exokontakt der jüngeren postkinematischen Granite des Erzgebirges. –

- Geologie, 1972, Bd. 21, N 4/5, S. 494–520.
234. *Lameyre J.* Les marques de l'eau dans les leucogranites du Massif central français. – Bull. Sos. géol. France, 1973, t. 15, N 3/4, p. 288–295.
235. *Lameyre J., Rocci F., Didier J.* Granites orogéniques et granites cratoniques: Réflexions sur un aspect fondamental de la géotectonique. – In: Géol. domaines cristallins. Centenaire Soc. géol. Belg., Liege, 1974. Liege, 1875, p. 183–221.
236. *Lange H., Tishendorf G., Pälchen W.* et al. Fortschritte der Metallogenie im Erzgebirge. B. Zur Petrographie und Geochemie der Granite des Erzgebirges. – Geologie, 1972, Bd. 21, N 4/5, S. 457–493.
237. *Leutwein F.* Geochemische und geochronologische Untersuchungen an sterilen und lagerstättenführenden Graniten ins besondere der Vendée (Frankreich). – Schr. = R. Erdwiss. Kommiss. Österr. Akad. Wiss., 1974, N 1, S. 128–139.
238. *Moore J. McMahon.* Exploration prospects for stockwork tin-tungsten ores in S.W. England. – Mining Mag., 1977, vol. 136, N 2, p. 97–103.
239. *McKenzie C.B., Clarke D.B.* Petrology of the South Mountain batholith, Nova Scotia. – Canad. J. Earth Sci., 1975, vol. 12, p. 1209–1218.
240. *Palivcova M.* The Central Bohemian pluton – a petrographic review and an attempt at a new genetic interpretation. – Kristallinikum, 1965, sv. 3, s. 99–131.
241. *Rayment B.D., Davis G.R., Wilson J.D.* Controls to mineralization at Wheal Jane Cornwall. – Trans. Inst. Mining and Met. B, 1910, vol. 80, p. 224–237.
242. *Renaud L.* Les gites métallifères du Massif central. – In: Geol. geomorphol. et struct. profonde Massif cent. franç. Symp., Clermont-Ferrand, 1971. Clermont-Ferrand, 1973, p. 529–540.
243. *Rieder M., Huka M., Kučerova D.* et al. Chemical composition and physical properties of lithium-iron micas from the Krušné hory Mts (Erzgebirge). Pt A. Chemical composition. – Contribs Miner. and Petrol., 1970, vol. 27, N 2, p. 131–158.
244. *Rundkvist D.V.* The distribution of mineral zones associated with granitoid magmatism and rare-metal mineralization in the space and time. – In: Metallization associated with acid magmatism. Pr., 1977, vol. 2, p. 11–19.
245. *Sainsbury C.L., Reed B.L.* Tin. – Geol. Surv. Profess. Pap., 1973, N 820, p. 637–651.
246. *Satran V.* et al. Problemy metalogenyze Českeho masivu. – Sb. geol. věd. LG, 1966, N 8, s. 7–112.
247. *Satran V., Klominsky J.* Petro-metallogenetic series of igneous rocks and endogenous deposits in the Czechoslovak part of the Bohemian Massif. – Sb. geol. věd. LG, 1970, N 12, s. 65–154.
248. *Smith T.E., Turek A.* Tin-bearing potential of some devonian granitic rocks in S.W. Scotia. – Miner. deposita, 1976, vol. 11, N 2, p. 234–245.
249. *Solomon M., Groves D.I., Klominsky J.* Metallogenetic provinces and districts in the Tasman orogenic zone of eastern Australia. – Proc. Austral. Inst. Mining and Met., 1972, N 242, p. 9–24.
250. *Stevens R.E.* A system for calculation analyses of micas and related minerals to end members. – US Geol. Surv. Bull., 1946, N 950, p. 101–121.
251. *Štemprok M.* Mineralized granites and their origin. – Episodes, 1979, N 3, p. 20–24.
252. *Štemprok M.* Mineralized granites and their origin: A review of MAVAM contributions. – Sci. Terre. Ser. Inform. geol., 1979, N 13, IGCP Project 154, p. 49–53.
253. *Štemprok M., Škvor P.* Composition of tin-bearing granites from the Krušné hory metallogenetic province of Czechoslovakia. – Sb. geol. věd. RG, 1974, N 16, s. 7–87.
254. *Stone M.* Structure and petrology of the Tregonning-Godolphin granite, Cornwall. – Proc. Geol. Assoc., 1975, vol. 86, N 2, p. 155–170.
255. *Tauson L.V., Kozlov V.D.* Distribution functions and ratios of trace-element concentrations as estimators of the ore-bearing potential of granites. – In: Geochemical exploration, 1972. L.: IMM, 1973, p. 37–44.
256. *Tischendorf G.* Zur geochemischen Spezialisierung der Granite des westergibirgischen Teilplutons. – Geologie, 1970, Bd. 19, N 1, S. 25–40.
257. *Tischendorf G.* The metallogenetic basis of tin exploration in the Erzgebirge. – Trans. Inst. Mining and Met. B, 1973, vol. 82, p. 9–24.
258. *Tischendorf G.* Geochemical and petrographic characteristics of silicic magmatic rocks associated with rare-element mineralization. – In: Metallization associ-

ated with acid magmatism. Pr., 1977, vol. 2, p. 41-96.

259. *Tischendorf G., Friese G., Schindler R.* Die Dunkelglimmer der westergebirgisch-vogtländischen Granite und ihre Bedeutung als petrogenetische und metallogenetische Indikatoren. - *Geologie*, 1969, Bd. 18, H. 4, N 9, S. 384-399, 1024-1044.

260. *Tischendorf G., Palchen W., Lange H.* Zur geochemischen Charakterisierung granitoider Gesteine. - *Geologie*, 1972, Bd. 21, N 4/5, S. 554-569.

261. *Tischendorf G., Schest F., Lange H.* Relation between granites and tin deposits in the Erzgebirge, GDR. - In: Metallization associated with acid magmatism. Pr., 1978, vol. 3, p. 123-137.

262. *Turekian K.K., Wedepohl K.H.* Distribution of the elements in some major

units of the Earth's crust. - *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1961, vol. 72, N 2, p. 175-192.

263. *Vejnar Z.* Petrochemistry of the Central Bohemian pluton. - *Geochem. Meth. and Data*, 1973, vol. 2, p. 5-116.

264. *White A.I.R., Chapell B.W.* Ultrametamorphism and granitoid genesis. - In: 25th Intern. geol. congr. Abstrs. Canberra, 1976, vol. 3, p. 674-675.

265. *White A.I.R., Chapell B.W., Cleary I.R.* Geologic setting and emplacement of some Australian Paleozoic batholiths and implications for intrusive mechanism. - *Pacif. Geol.*, 1974, N 8, p. 159-171.

266. *Zoubek V.* The Variscan granitoid magmatism of the Czech Massif. - In: Tectonic development of Czechoslovakia. Pr., 1960, p. 94-102.

## СОДЕРЖАНИЕ

|   |     |
|---|-----|
| Введение . . . . .  | 3   |
| Вопросы терминологии . . . . .  | 6   |
| Методологические и методические вопросы . . . . .   | 11  |
| Методика исследований . . . . .   | 16  |
| Глава 1   |     |
| Геохимия и рудоносность гранитоидов Забайкалья . . . . .  | 18  |
| Металлогеническое районирование Забайкалья . . . . .  | 18  |
| Гранитоидные комплексы оловянно-вольфрамового пояса . . . . .   | 19  |
| Гранодиорит-гранитная (батолитовая) формационная группа Центрально-<br>и Восточного Забайкалья . . . . .                          | 25  |
| Гнейсогранитная формационная группа Центрального и Восточного За-<br>байкалья . . . . .   | 41  |
| Лейкогранитная редкометальная формационная группа Центрального и<br>Восточного Забайкалья . . . . .                               | 53  |
| Монцитовая гранитоидная формационная группа Центрального и Вос-<br>точного Забайкалья . . . . .                                   | 93  |
| Гранитоидные комплексы молибденового металлогенического пояса . . . . .   | 110 |
| Субшелочная гранитная формационная группа Западно-Забайкальского<br>региона . . . . .   | 110 |
| Общие критерии оценки рудоносности гранитоидов Забайкалья . . . . .   | 117 |
| Вопросы генезиса гранитоидов Забайкалья и их роль в металлогении регио-<br>на . . . . .   | 129 |
| Значение геохимических данных в общей системе геологической информа-<br>ции о гранитоидах Забайкалья . . . . .                    | 140 |
| Глава 2   |     |
| Геохимическое сопоставление рудоносных гранитоидов редкометальных<br>провинций . . . . .  | 144 |
| Внутриконтинентальные редкометальные провинции . . . . .  | 144 |
| Редкометальные провинции древних щитов . . . . .  | 145 |
| Редкометальные палеозойские провинции . . . . .   | 153 |
| Европейские провинции . . . . .   | 153 |
| Палеозойские провинции Северной Америки и Австралии . . . . .   | 193 |
| Палеозойские провинции СССР . . . . .   | 205 |
| Мезозойские редкометальные провинции . . . . .  | 233 |
| Редкометальная субпровинция Западных Карпат (ЧССР, Словакия) . . . . .  | 233 |
| Оловорудная провинция Северного Вьетнама . . . . .  | 245 |
| Яно-Колымская редкометальная провинция СССР . . . . .   | 255 |
| Глава 3   |     |
| Генетические особенности, геолого-геохимические признаки и степень продук-<br>тивности потенциально рудоносных интрузий . . . . . | 265 |
| Вопросы генезиса интрузий рудоносных гранитов . . . . .   | 265 |
| Общие геолого-геохимические признаки рудоносных интрузий и степень их<br>диагностического значения . . . . .                      | 275 |
| Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитных интрузий . . . . .  | 276 |
| Геолого-геохимические критерии сравнительной общей рудной продуктив-<br>ности потенциально рудоносных систем . . . . .            | 278 |
| Заключение . . . . .  | 288 |
| Литература . . . . .  | 293 |

Op. 60k.

4332