Академия наук
СССР



ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Издательство ·Наука·

Светлой памяти выдающегося советского ученого-геохимика К. А. Власова посвящается



Академия наук СССР
Министерство
геологии СССР
Институт минералогии,
геохимии и кристаллохимии
редких элементов (ИМГРЭ)

ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Издательство
«Наука»
Москва
1978

УДК 55 + 550.4 + 549 : 553.493

Главный редактор

член-корреспондент АН СССР *Л.Н. Овчинников*

Редакционная коллегия:

М.В. Кузьменко (отв. редактор), *В.В. Ляхович, И.Б. Недумов, К.Л. Волочкович, Е.И. Семенов, Т.И. Нефелова*

П $\frac{20805\text{-}146}{055\,(02)\text{-}78}$ 273-77

©Издательство "Наука", 1978 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая книга посвящена памяти выдающегося советского геохимика, основателя направления "Геохимия, минералогия и кристаллохимия редких и рассеянных элементов", члена-корреспондента АН СССР Кузьмы Алексеевича Власова.

Всю свою жизнь К.А. Власов посвятил изучению различных аспектов проблемы редких и рассеянных элементов, охватывающих как научные, так и практические вопросы, направленные на создание, расширение и качественное улучшение минерально-сырьевой базы этих удивительных элементов-промышленности будущего. Главные из этих аспектов следующие:

1) геологические закономерности размещения, условия формирования и вопросы классификации месторождений редких элементов;

2) геохимия, экономика и сырьевая база редких и рассеянных элементов;

3) минералогия и геохимия главных генетических типов месторождений редких элементов;

4) минералогия, кристаллохимия и микроминералогия редких элементов;

5) совершенствование методов диагностики редкометальных минералов;

6) акцессорные минералы и кларки редких элементов в изверженных породах;

7) методы обогащения и анализа редкометальных минералов и руд.

В этом сборнике показаны основные вехи научной и организационной деятельности К.А. Власова и приведены новые данные, полученные за последние годы по различным вопросам первых трех аспектов проблемы редких и рассеянных элементов.

В первом разделе книги рассматриваются геологические закономерности размещения интрузивных формаций и связанных с ними месторождений редких элементов, а также вопросы их классификации. Большой интерес представляет обоснование нового методологического подхода к анализу геологических факторов применительно к редкометальной металлогении – принципов формационного анализа, типизации структур и магматических формационных комплексов с расшифровкой металлогенических эпох и уточнением редкометальной металлогенической зональности Центрально-Азиатского складчатого пояса (В.В. Булдаков и др.). Установлены различия промышленной специализаций пегматитов главных гранитных формаций (А.П. Калита, Е.Д. Калита).

Показаны структурно-тектонические особенности размещения недосыщенных и пересыщенных кремнеземом щелочных пород и приведена их сравнительная геохимическая характеристика. Впервые установлена зависимость геохимической специализации и петрохимических особенностей щелочных интрузивных формаций от их геологической приуроченности и стадийности развития контролирующих тектонических линеаментов, пересекающих материки (Л.С. Бородин и др.).

Разработана новая классификация щелочных редкометальных метасоматитов Урала, выявлены различия их петрохимии, геохимии, минералогии и редкометальной специализации в зависимости от генетической принадлежности и стадийности процессов метасоматоза (Е.М. Еськова).

Впервые обосновывается применимость морфоструктурного и петрохимического анализа пространственной и генетической зональности редкометальных пегматитовых полей с целью прогнозирования скрытого цезий-танталового оруденения (Д.Я. Айзердзис и др.). Изучены петрохимические и геохимические особенности лейкократовых и аляскитовых гранитных массивов Центрального и Восточного Казахстана, характеризующихся различной металлогенической специализацией (Н.И. Тихомирова и др.). Показаны тенденции и некоторые новые аспекты развития минерально-сырьевой базы редких элементов в будущем (Н.А. Солодов).

Во втором разделе книги рассмотрены вопросы геохимии и минералогии редких элементов. Весьма интересно развитие идеи К.А. Власова об изоморфизме как функции степеней сходств в переменных геологических условиях, определяющей общие закономерности дифференциации вещества и обусловливающей переход рудообразующих элементов в рудные растворы в процессе кристаллизации магм (И.Б. Недумов). Показана роль изоморфизма как одного из главных факторов концентрации и рассеяния тантала в процессе эндогенного минералообразования и его зависимость от исходного состава и геохимической специализации магм. В частности, установлено, что величина тантал-ниобиевого отношения в минералах этих элементов и других минералах-концентраторах и носителях тантала за небольшим исключением находится в прямой зависимости от его значения в минералообразующих средах и может служить индикатором направленности магматической дифференциации, ведущей к совместной концентрации или разделению тантала с ниобием (М.В. Кузьменко).

Изучены пределы изоморфизма теллура и висмута в минералах платины и палладия, а также в их искусственных аналогах, в результате чего уточнена номенклатура минералов этой группы (О.Е. Юшко-Захарова и др.). Обосновано новое направление в геохимии – геохимия минералов и ставятся на обсуждение его возможности и задачи (В.В. Ляхович).

Уточнены особенности химической конституции турмалинов различного генезиса и выявлены закономерности изоморфных замещений в них (Д.П. Сердюченко). Уточнена и дополнена минералогия ультращелочных пегматитов, связанных с массивами агпаитовых нефелиновых сиенитов (И.В. Буссен и др.).

Приведены новые данные о циркониевом минерале – власовите и условиях его образования (Р.П. Тихоненкова, М.Е. Казакова). Впервые рассматриваются вопросы геохимии ванадия в ультрабазитах Качканарского массива на Урале (Л.Ф. Борисенко).

По разнообразию рассматриваемых вопросов книга предназначена для широкого круга читателей – тектоно-магматистов, металлогенистов, геохимиков, минералогов, петрографов и геологов-производственников, изучающих различные аспекты проблемы редких металлов.

Редколлегия

Е. М. Еськова, И. Е. Максимюк

К. А. ВЛАСОВ И ПРОБЛЕМА РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В СССР

"Технический уровень развития той или иной страны и ее прогресс в целом определяются в наше время не только количеством выплавляемой стали, чугуна или цветных металлов, но также объемом производства и использования редких элементов".

К.А. Власов

Редкие элементы имеют огромное промышленное значение в самых различных областях народного хозяйства. В настоящее время в СССР создана их надежная минерально-сырьевая база, найдены новые области применения и в значительной мере расширены масштабы потребления. Но было время, когда проблема редких элементов в стране только еще становилась. Ее решение стало для члена-корреспондента АН СССР Кузьмы Алексеевича Власова (14 ноября 1905 - 29 сентября 1964) делом всей его жизни. Как никто другой, он понял ее важность и актуальность, проявил большую волю и принципиальность крупного ученого, далеко и перспективно видящего в государственном масштабе пути развития народного хозяйства и возможную потребность новой техники в редких элементах (Власов, 1958). При ее решении проявились прекрасные и высокие качества Кузьмы Алексеевича как человека и патриота.

Увлеченность К.А. Власова редкими элементами началась еще в 30-х годах, когда он, будучи аспирантом при лаборатории теоретической геохимии, руководимой членом-корреспондентом К.А. Ненадкевичем, в Институте минералогии и геохимии имени М.В. Ломоносова АН СССР (Ленинград), разрабатывал методы анализов бериллиевых минералов, отделения бериллия от алюминия, изучал роль фтора в генезисе изумруда и берилла. Его кандидатская диссертация "Каталитическая роль фтора в процессе десиликации гранитных пегматитов и генезиса берилла", защищенная в 1936 г., не потеряла своей актуальности до сих пор. Кузьма Алексеевич на основе оригинальных геологических и экспериментальных данных пришел к выводу, что при взаимодействии пегматитового расплава-раствора с вмещающими ультрабазитами кремнефтористые соединения в результате гидролиза высвобождают фтористую кислоту и другие фтористые соединения,

которые повторно и многократно вступают в реакцию, играя роль катализаторов и переносчиков-концентраторов бериллия.

Интерес К.А. Власова к геохимической судьбе бериллия в пегматитовом процессе и в земной коре в целом с годами возрастал. Со свойственным ему энтузиазмом он, работая в этот период в отделе геохимии Института геологических наук АН СССР, продолжал изучать редкометальные гранитные пегматиты как чистой линии, так и линии скрещения (совместно с Е.И. Кутуковой), занимался обобщением материалов по геохимии, минералогии и генетическим типам месторождений бериллия, во главе организованного им коллектива молодых специалистов (совместно с М.В. Кузьменко и Е.М. Еськовой) приступил к изучению Ловозерского щелочного массива (Власов и др., 1959).

На основе изучения важнейших пегматитовых полей СССР и Синьцзяна (КНР), а также обобщения и анализа мировой литературы К.А. Власов в 1947 г. защитил докторскую диссертацию на тему "Сложные редкометальные пегматиты", в которой разрабатывались новые пути подхода к классификации и генезису гранитных пегматитов. К сожалению, эта научная монографическая работа, представляющая большую ценность, осталась неопубликованной. В 1950 г. Власову за работу "Сложные редкометальные пегматиты" Президиум АН СССР присудил премию имени академика В.И. Вернадского. Основные положения диссертации были опубликованы Кузьмой Алексеевичем в ряде статей, посвященных классификации и генезису пегматитов. В дальнейшем они развивались и дорабатывались им до конца жизни (Власов, 1946, 1951-1953, 1955-1957, 1961, 1965). В этих работах наряду с классификационными и генетическими аспектами Власов выделил факторы концентрации и рассеяния редких элементов в пегматитовом процессе и показал строго определенное положение редкометальной минерализации в пегматитах.

В 1947 г. К.А. Власов закончил первый этап исследований по бериллию, в результате которых был дан систематический анализ технологии, областей применения и экономики этого элемента, выявлены основные черты минералогии и геохимии, описаны главнейшие типы месторождений берилла (пегматиты "чистой линии" и "линии скрещения", грейзены), дана оценка состояния сырьевых ресурсов, установлены эмпирические закономерности распространения бериллия в пегматитовом процессе, выявлены руководящие поисковые признаки и намечены пути расширения его минерально-сырьевой базы. Впервые в стране был поставлен вопрос о необходимости разработки технологии извлечения мелковкрапленного берилла из пегматитовых руд. За эти исследования К.А. Власов в 1947 г. получил премию Бюро Отделения геолого-географических наук АН СССР.

В начале 50-х годов к изучению бериллия К.А. Власовым были привлечены А.А. Беус, В.А. Хвостова, В.Г. Пенгельков и другие геологи и совместно с ними осуществлен второй этап исследований по

бериллию с вовлечением в сферу изучения, кроме пегматитовых и грейзеновых, новых генетических типов (гидротермально-пневматолитического и контактово-метасоматического) бериллиевых месторождений. В результате более широко был поставлен вопрос об использовании мелковкрапленных как берилловых, так и фенакит-хризоберилловых и гельвин-даналитовых руд с целью расширения минерально-сырьевой базы этого элемента.

Острая необходимость во всестороннем изучении редких элементов и создании надежной и экономически выгодной их минерально-сырьевой базы в СССР стала очевидной для К.А. Власова уже в первые послевоенные годы, когда произведенный им анализ зарубежной литературы показал наметившееся повышение спроса ряда капиталистических стран на редкометальное сырье, увеличение капиталовложений в соответствующие области промышленности и расширение действующих горно-обогатительных предприятий. В этот период К.А. Власов неоднократно входил в Президиум АН СССР, партийные и правительственные органы с конкретными предложениями о целесообразности создания специализированного научного учреждения для планомерного изучения редких элементов. Его огромная энергия, неутомимость, большая принципиальность крупного ученого помогли показать государственную важность проблемы редких элементов, своевременность ее постановки и большую перспективность. В 1952 г. постановлением Совета Министров СССР в системе Академии наук СССР была создана Лаборатория минералогии и геохимии редких элементов (ЛАМГРЭ), директором которой был утвержден К.А. Власов.

Перед молодым научным коллективом К.А. Власов поставил большие задачи, решение которых на многие годы определило деятельность Лаборатории. Главные из них: всестороннее минералого-геохимическое изучение месторождений редких элементов, установление закономерностей их образования, разработка научных основ поисков и оценки; установление закономерностей распределения редких элементов в различных магматических, метаморфических и осадочных породах с целью выявления факторов образования редкометальных месторождений; изучение характера распространения редких элементов в различных минералах и рудах черных и цветных металлов с целью их комплексного использования; изучение содержания и распространения редких элементов в разнообразных продуктах металлургических заводов; разработка химико-аналитических, рентгеновских, спектроскопических и других методов исследований редких элементов.

Кузьма Алексеевич с первых дней существования ЛАМГРЭ приступил к формированию в ее составе аналитических и экспериментальных ячеек, способных обеспечить геологические исследования точной и разнообразной информацией. Были организованы химико-аналитическая, спектральная, рентгеноструктурная и обогатительная лаборатории, оснащенные новейшей научной аппаратурой. Это позволило уже вскоре получить большое количество данных по содержа-

нию и распределению редких элементов, а также приступить к накоплению аналитического материала для более детальных работ по минералогии и геохимии.

Атмосфера общей приподнятости, увлеченности и сознания необходимости работы каждого сотрудника характерна для этих лет деятельности всего коллектива Лаборатории.

Основным достижением коллектива ЛАМГРЭ (в то время – всего несколько десятков сотрудников), имеющим большое практическое и научное значение, было составление в 1956 г. под научным руководством К.А. Власова первых в мировой практике сводных работ по геологии, минералогии, геохимии, сырьевой базе и экономике редких элементов – тантала, ниобия, бериллия, циркония, гафния, элементов группы редких земель – иттрия, скандия, стронция, германия, таллия, индия, кадмия, селена, теллура, галлия, лития, рубидия, цезия. В этих работах на основании отечественных и зарубежных данных были впервые выделены наиболее важные типы руд и месторождений каждого редкого элемента, выявлены условия, благоприятные для их концентрации в различных природных процессах, установлены районы, перспективные для поисковых работ, и охарактеризованы области применения редких элементов. Были намечены мероприятия по расширению минерально-сырьевой базы каждого из перечисленных элементов, показано состояние работ по редким элементам, обоснована необходимость дальнейшего их расширения, сформулированы конкретные задачи геологических исследований.

В последующие годы эти работы были дополнены новым фактическим материалом, большинство их опубликовано в виде монографий: Н.Д. Синдеева "Минералогия, типы месторождений и основные черты геохимии селена и теллура" (1959); А.А. Беус "Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений" (1960); О.В. Вершковская с соавторами "Галлий. Методы исследований, распространение в горных породах и минералах, типы месторождений" (1960); В.В. Иванов с соавторами "Таллий. Основные черты геохимии, минералогии, генетические типы месторождений и геохимические провинции" (1960); Б.И. Коган "Литий" (1960); Б.И. Коган "Экономические очерки по редким землям" (1961); Л.Ф. Борисенко "Скандий" (1961); С.Я. Каганович "Цирконий и гафний" (1962); Е.И. Семенов "Минералогия редких земель" (1963); В.В. Иванов "Рассеянные элементы (Ge, Ga, In, Cd, Tl) в гидротермальных месторождениях" (1966); М.В. Кузьменко, Е.М. Еськова "Тантал, ниобий. Генетические типы месторождений и геохимия" (1968); В.Н. Холодов "Ванадий (геохимия, минералогия и генетические типы месторождений в осадочных породах)" (1968); В.В. Иванов с соавторами "Геохимия рения" (1969); О.Е. Юшко-Захарова с соавторами "Геохимия, минералогия и методы определения элементов группы платины" (1970).

С целью координации исследований по проблеме редких элементов в СССР по инициативе К.А. Власова и под его руководством Отделением геолого-географических наук АН СССР совместно с Ми-

нистерством геологии и охраны недр СССР и Министерством цветной металлургии СССР в 1956 г. было проведено Первое Всесоюзное межведомственное совещание по геологии, минералогии и геохимии редких элементов. К.А. Власов выступил на этом совещании с программным докладом, в котором дал анализ состояния минерально-сырьевой базы, выделил главнейшие генетические типы месторождений, установил ведущие факторы в образовании месторождений редких элементов (эманационный, кристаллизационный, ассимиляционный) и сформулировал задачи дальнейших исследований для всей геологической службы Советского Союза.

Сущность этих задач сводилась к следующему:

1. Обобщение материалов по геологии, минералогии, геохимии месторождений редких элементов Советского Союза и зарубежных стран, установление эмпирических и теоретических закономерностей, присущих этим месторождениям, с целью выявления наиболее перспективных и новых генетических типов месторождений.

2. Разработка научных основ методики поисков и оценки месторождений редких металлов с использованием новейших достижений геолого-геохимических, физико-математических и технических наук.

3. Систематическое изучение территории Советского Союза с целью установления металлогенических редкометальных провинций и составления прогнозных карт для поисков новых месторождений редких элементов.

4. Систематическое изучение акцессорных редкометальных минералов во всех интрузивных комплексах СССР и особенности их распределения по фациям и фазам интрузий.

5. Оконтуривание известных пегматитовых полей Советского Союза с использованием крупномасштабного картирования, геофизических методов и бурения для выявления перспективных участков с пологими контактами гранитных интрузий и их кровли.

6. Изучение щелочных, особенно хорошо дифференцированных интрузий с целью нахождения в них месторождений редких элементов, в том числе месторождений контактового и карбонатитового типов.

7. Исследование распределения редких элементов в вулканических образованиях, особенно в древних метаморфизованных вулканогенных породах.

8. Систематический анализ особенностей распределения рассеянных халькофильных элементов в рудных месторождениях Советского Союза с целью их комплексного использования.

9. Разработка стандартов для анализа пород, руд и минералов на содержание редких элементов рентгенохимическим методом.

10. Обобщение имеющихся аналитических методов определения редких и рассеянных элементов и оформление их в качестве единого методического руководства.

11. Составление единой шлиховой карты редкометальных минералов Советского Союза.

12. Резкое расширение исследований по обогащению и технологии редкометальных руд.

13. Координация научно-исследовательских работ по редким элементам в СССР и составление единого перспективного плана Академии наук СССР, академий союзных республик, министерств геологии, цветной металлургии, химической промышленности, университетов, геологических вузов и других организаций.

14. Создание в геологических институтах всех ведомств самостоятельных отделов по изучению геологии, минералогии и геохимии месторождений редких элементов, в геологических управлениях-экспедиций по поискам, разведке и изучению месторождений редких элементов, в университетах и геологических вузах - самостоятельных курсов по изучению месторождений редких элементов с написанием соответствующих учебников.

Эти задачи по-существу явились программой дальнейших исследований редких элементов и не потеряли своей актуальности в настоящее время.

Первое Всесоюзное совещание по редким элементам позволило провести сравнительный анализ редкометальных месторождений различных районов, помогло установить творческое общение коллектива работников науки и производства и выявить недостатки в развитии минерально-сырьевой базы редких элементов. Для проведения решений этого совещания в жизнь и ознакомления большего круга научных и производственных работников с проблемой редких элементов К.А. Власов неоднократно выступал со статьями и очерками в центральной печати и научных журналах, а также с научными докладами на международных конгрессах, симпозиумах и совещаниях.

К.А. Власов впервые обратил внимание на роль редких элементов как индикаторов геологических процессов. Он писал: "Изучение геологии, минералогии и геохимии редких и рассеянных элементов, наряду с задачей создания их минерально-сырьевой базы, имеет большое научное значение для развития ряда отраслей геологических знаний. Данные о распространении редких и рассеянных элементов и их количественных соотношениях в магматических, метаморфических и осадочных породах, в рудах и минералах позволяют установить парагенетические и генетические взаимосвязи между этими породами, с одной стороны, и связи между ними и рудными месторождениями - с другой. Редкие и рассеянные элементы в познании геологических и минералообразующих процессов приобретают примерно такую же роль, какую играют меченые атомы в биологии, химической технологии и ряде отраслей техники" (Власов, 1957, с. 13-14).

Успешная деятельность Лаборатории минералогии и геохимии редких элементов послужила основанием для преобразования ее в 1957 г. в первый единственный в мире специализированный Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов АН СССР (ИМГРЭ), первым директором и научным руководителем которого К.А. Власов был до конца своей жизни.

Основным научным направлением Института в момент его образования была проблема "Редкие элементы в земной коре, законо-

мерности образования и размещения их месторождений", которая была отнесена к числу важнейших народнохозяйственных проблем. Институт возглавил все научные исследования, проводимые в СССР по этой проблеме. Главным в работе Института К.А. Власов как организатор и научный руководитель считал: изучение геохимии различных природных процессов, отдельных редких элементов и их естественных группировок; всестороннее исследование свойств минералов редких элементов, закономерностей их распределения в природных процессах и возможных условий появления; детальное геологическое изучение главнейших типов эндогенных и экзогенных месторождений, закономерностей их размещения и факторов образования. Все эти направления успешно развивались в ИМГРЭ под руководством К.А. Власова и продолжают развиваться в настоящее время.

Впервые в мировой геологической практике проведены специальные исследования по геохимии Ta, Nb, Be, Zr, Hf, TR, Y, Sc, Sr, Ge, Tl, In, Cd, Se, Te, Ga, Li, Rb, Cs, V, а также попутно Bi, Pt, Ir, Os, Ru, Rh, Pd и других элементов с выявлением закономерностей распространения их в породах, минералах, процессах минералообразования, главных генетических типах месторождений с установлением форм накопления и рассеяния, а также факторов, путей и законов миграции этих элементов.

В Институте успешно развиваются в настоящее время и другие геохимические направления исследований: экспериментальное и теоретическое изучение рудообразующих процессов, вывод средних содержаний (кларков) редких элементов в отдельных формационных группах пород, типах месторождений, породообразующих и рудообразующих минералах, выяснение законов изоморфизма элементов и др.

Характерная черта геохимических исследований ИМГРЭ – применение методов магематической статистики и теории вероятности для выяснения геохимических законов распределения элементов в породах, минералах, рудах и установление их корреляционных связей.

В развитии редкометальной сырьевой базы и комплексного использования руд К.А. Власов большую роль отводил минералогическим исследованиям, сочетающим классические и новейшие методы. Он является основателем новой отрасли минералогии – микроминералогии, науки, объектом которой стали минеральные индивиды, имеющие ничтожно малые размеры и находящиеся в природе в ничтожных количествах. Власов писал "Возникает задача разработки, по аналогии с микробиологией, новой ветви минералогии – микроминералогии... Имеются все основания надеяться на то, что при развитии этой отрасли знаний нам откроется новый мир – мир микроминералов. Открытие этих минералов заполнит пробел в наших знаниях о форме нахождения редких и рассеянных элементов в магматических породах и минералах" (1956а, с. 92). И позже: "Между обычным размером элементарной ячейки минералов и минимальным размером видимых редкометальных минералов лежит целый мир

микроминералогии. С ее развитием в минералогии может совершиться качественный переворот, аналогичный имевшему место в развитии биологии" (Геохимия..., т. 2, 1964, с. 16).

Сотрудниками Института в этот период был внесен большой вклад в изучение минералогии редких элементов. Детальное изучение химического состава и свойств редкометальных минералов в месторождениях различных генетических типов с выявлением закономерностей их распределения, парагенетических ассоциаций и возможных условий появления в каждом типе способствовало открытию большого числа новых минеральных видов.

Детальному геохимическому изучению были подвергнуты главнейшие типы эндогенных и экзогенных месторождений редких элементов: редкометальных пегматитов гранитных, щелочных и основных магм, редкометальных альбититов кислых и основных пород, грейзенированных гранитов и грейзенов, редкометальных нефелиновых сиенитов и карбонатитов, рудных гидротермальных, осадочных и метаморфических месторождений. Установлены закономерности размещения их на территории СССР, проведен сравнительный анализ с аналогичными типами зарубежных стран, выявлены необнаруженные типы месторождений и предсказана возможность обнаружения у нас в стране новых важных типов редкометальных месторождений (карбонатитов, амазонит-альбитовых редкометальных гранитов, бериллиевых гидротермальных месторождений и др.). Составлены генетические классификации месторождений каждого редкого элемента, получены надежные критерии поисков и оценки различных видов минерального сырья.

За первые годы деятельности Института было опубликовано около 50 крупных монографий, свыше 25 тематических сборников научных трудов, главным редактором большинства которых был сам Кузьма Алексеевич Власов. Кроме того, было опубликовано более 1500 статей в десятках разнообразных научных журналов в СССР и за рубежом и написаны сотни научно-производственных отчетов и информационных записок.

Итогом всех работ ИМГРЭ стала трехтомная коллективная монография "Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов" (1964, 1966), написанная под руководством К.А. Власова и при его непосредственном участии. В этой работе обобщены основные результаты исследований Института за 10 лет и мировой опыт по изучению редких элементов. В первом томе "Геохимия редких элементов" приведены данные по свойствам, изоморфизму, формам нахождения в природе, закономерностям распределения в различных типах пород 35 редких элементов. Второй том "Минералогия редких элементов" посвящен описанию химического состава, физических и кристаллохимических свойств, распространенности в природе 330 редкометальных минералов. Третий том "Генетические типы месторождений редких элементов" включает всестороннее описание всех генетических типов месторождений, известных к тому времени в СССР и за рубежом.

Монография с большим одобрением была встречена научной общественностью нашей страны и за рубежом. В 1967 г. К.А.Власов и ряд ведущих сотрудников Института за эту работу были удостоены высокой награды Родины – Государственной премии СССР.

Особый интерес представляет одно из последних научных увлечений К.А.Власова – изучение возможностей, заложенных в Периодическом законе Д.И.Менделеева для объяснения сложных вопросов изоморфизма. Своими исследованиями он показал удивительную многогранность этого закона, позволяющего открывать все новые и новые закономерности, управляющие распределением химических элементов в земной коре. В частности, К.А.Власовым установлено, что изоморфизм химически родственных элементов определяется не только строением электронных оболочек атомов, но в первую очередь и строением их ядер (Власов, 1964).

Кузьма Алексеевич во все периоды своей научной деятельности обладал острым чувством нового. Его исследования всегда были на переднем крае советской науки, и это отнимало у него массу духовных и физических сил. Многие его идеи в области редких элементов уже внедрены в жизнь. Многое еще остается сделать его ученикам и сотрудникам Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов АН и МГ СССР. В настоящее время ИМГРЭ – крупнейший в стране научно-исследовательский и методический центр в области изучения редких элементов. Новым и перспективным направлением работ Института за последнее время является разработка научных основ геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых.

Созданному К.А.Власовым Институту предстоит решать большие и важные народнохозяйственные задачи, и успех в этом деле будет своеобразным проявлением благодарности замечательному человеку, крупному ученому, определившему большинству из нас, его учеников, цель жизни.

ЛИТЕРАТУРА

Власов К.А. Текстурно-генетическая классификация гранитных пегматитов. – ДАН СССР, нов. серия, 1946, т. 53, № 9.

Власов К.А. К вопросу о генезисе пегматитов. – ДАН СССР, нов.серия, 1951, 78, № 2.

Власов К.А. Пегматиты, их классификация и генезис. – Comptes rendus de la 19 Session Alger, 1952 (Congr. geol. intern. fasc. B, 1953).

Власов К.А. Текстурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов. – Изв. АН СССР, Геол., 1952, № 2.

Власов К.А. Текстурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов. – Изв. АН СССР, отд. геол.-геогр. наук, 1953.

Власов К.А. Генезис редкометальных гранитных пегматитов. – Изв. АН СССР, Геол., 1955, № 5.

Власов К.А. Факторы образования различных типов редкометальных гранитных пегматитов. – Изв. АН СССР, Геол., 1956а, № 1.

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, 1956б.

Власов К.А. Основные генетические типы редкометальных месторождений и факторы их образования. – Изв. АН СССР, Геол., 1957, № 12.

Власов К.А. На службе новой техники. – Сов. моряк, 1958, № 3.

Власов К.А. Проблема редких элементов и народное хозяйство. – Вестн. АН СССР, 1961а, № 1.

Власов К.А. Принципы классификации гранитных пегматитов и их текстурно-парагенетические типы. – Изв. АН СССР, серия Геол., 1961б, № 1.

Власов К.А. Периодический закон и изоморфизм элементов. М., Изд. ИМГРЭ, 1963 (Ротапринт).

Власов К.А. Периодический закон, изоморфизм и парагенезис элементов. – ДАН СССР, 1964, т. 155, № 5.

Власов К.А. О генезисе пегматитов. – МГК, XXII сессия (1962). Докл. сов. геол., "Недра", 1965.

Власов К.А., Коган Б.И. Редкие элементы – новой технике. – "Правда", 29 мая 1956 г.

Власов К.А., Коган Б.И. Проблема редких земель. – "Правда", 21 августа 1957 г.

Власов К.А., Кузьменко М.В., Еськова Е.М. Ловозерский щелочной массив. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. 1 и 2, 1964; т. 3, 1966. Под ред. К.А. Власова. "Наука".

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

В. В. Булдаков, К. Л. Волочкович, Е. Н. Алтухов, С. М. Бескин, А. И. Лучицкая

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ ЭНДОГЕННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В СКЛАДЧАТЫХ ЗОНАХ (НА ПРИМЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА)

Систематическое изучение геологических закономерностей размещения месторождений редких элементов началось в ИМГРЭ в 1957 г. по инициативе К.А. Власова и связано с именем крупного советского тектониста Н.П. Хераскова, руководившего работой по этой проблеме в течение ряда лет.

Роль тектоники в формировании месторождений полезных ископаемых в настоящее время общепризнана, но еще в недалеком прошлом ей уделялось недостаточно внимания. Не останавливаясь на обзоре существующих направлений в области металлогении, развиваемых Ю.А. Билибиным, С.С. Смирновым, В.И. Смирновым, П.Н. Кропоткиным, К.И. Сатпаевым, Х.М. Абдуллаевым, Е.Е. Захаровым, Е.А. Радкевич, а также Г. Шнейдерхеном, В. Эммонсом и другими геологами, заложившими основу учения о закономерностях размещения и прогнозирования месторождений минерального сырья, можно отметить, что Н.П. Херасков был инициатором нового направления в металлогении, положившим в основу исследований метод формационного анализа, который развивался в дальнейшем и используется нами в настоящее время. С помощью этого метода авторами проведены металлогенические исследования на большей части территории Центрально-Азиатского пояса (Забайкалье, Восточный Саян, Тува, Алтай, Восточный и Центральный Казахстан, Тянь-Шань).

В геологическом отношении этот регион весьма представителен. В его пределах известны разновозрастные складчатые зоны – от рифейских и протерозойских до мезозойских, проявлены различные тектонические процессы – геосинклинальные, протоорогенные, дейтероорогенные, повторные геосинклинальные и прочие, развиты многочисленные разнотипные металлогенические зоны – от литофильных до сидерофильно-халькофильных и щелочных. Результаты проведенных исследований позволяют нам более конкретно говорить о связи различных металлогенических зон с определенными геологическими факторами – металлогеническими эпохами, типами тектонических процессов, стадиями развития складчатых систем и типами регио-

184146

нальных структур. Анализу этих факторов и методов их изучения применительно к редкометальной металлогении посвящена настоящая работа.

Формационный анализ. В основе метода лежит парагенетический анализ явлений природы, генетическая сущность которых нам еще не ясна, но которые тем не менее тесно сопряжены в пространстве и во времени, образуя естественные парагенетически связанные ряды или формации. По мере накопления наших знаний и все более полного познания объекта возникает возможность уже генетической классификации явлений. Парагенетический подход позволяет принимать решения по аналогии и строить прогнозы еще до создания генетической модели явления. Изучение формаций включает выяснение их вещественного состава, структуры, границ как пространственных, так и временных, соотношений с другими формациями и, наконец, их типизацию.

В настоящее время различаются: конкретные формации, имеющие определенное местонахождение и возраст; формационные типы, объединяющие сходные конкретные формации разных областей и возраста (флиш, моласса, порфировая формация); формационные комплексы (ряды) – совокупность конкретных формаций, смежных по возрасту и области распространения и объединенных по каким-либо признакам (например, комплекс формаций геоантиклиналей, срединных массивов, прогибов и пр., комплекс магматических формаций платформ, эвгеосинклиналей, срединных массивов и др.). Одна из главных особенностей формаций, как осадочных, так и магматических – их связь с определенной структурой и этапом развития земной коры. Конкретные формации связаны с конкретными структурами, формационные типы и комплексы – с типами структур. В связи с этим большое значение при типизации структур имеет типизация формаций и формационных комплексов.

В современной литературе большое внимание уделяется рудным формациям. Исходя из определения понятия формации, необходимо в ту или иную магматическую формацию включать различные по генетическому типу, но тесно с ней парагенетически связанные месторождения полезных ископаемых. Подобный подход к определению места рудного процесса в природе мы видим в трудах Ф.Ю. Левинсона-Лессинга, Н.П. Хераскова, В.А. Кузнецова и др. Сочетания структур и магматических формаций с той или иной рудной нагрузкой образуют определенные эндогенные металлогенические зоны с тем или иным геохимическим профилем.

Итак, сущность предложенного Н.П. Херасковым формационного метода заключается в изучении осадочных и магматических формаций и связанного с ними оруденения, выделении формационных комплексов и как следствие – тех или иных типов тектонических процессов и структур, выделении рудоносных типов структур, использовании метода аналогии для прогнозной оценки малоизученных регионов.

Типизация структур. Типизация региональных структур для металлогенических целей стала проводиться сравнительно недавно,

что, по-видимому, связано с господствовавшей до последнего времени известной концепцией Ю.А. Бибилина о связи металлогении с определенными стадиями развития геосинклинальных систем. Согласно названной концепции, предписывалось при металлогеническом анализе искать прежде всего временные связи, уделяя меньше внимания рудо- и магмаконтролирующему значению тех или иных типов структур.

Первые опыты выделения региональных структур с определенным металлогеническим профилем, предпринятые С.С. Смирновым, Н.П. Херасковым, В.И. Смирновым, показали большую перспективность метода. В настоящее время он получает все более широкую поддержку и признание (Г.А. Твалчрелидзе, А.Д. Щеглов, Г.Н. Щерба, В.И. Горжевский, И.Н. Томсон, М.А. Фаворская, Е.А. Радкевич, Е.Т. Шаталов и др.).

В основу типизации региональных структур складчатых областей можно положить ряд признаков, из которых наибольшее значение для металлогении имеют: 1) тип процесса, при котором структура формировалась (геосинклинальный, орогенный, дейтероорогенный и др.); 2) строение коры, на которой развивался процесс (континентальная, переходная, океаническая); 3) характер тектонических вертикальных движений (поднятие, опускание, контрастные движения, стабильные, мобильные и др.); 4) характер развития и пространственного размещения магматизма.

Остальные признаки, в том числе и возраст складчатой зоны, имеют, по нашему мнению, второстепенное значение.

Процесс, при котором формировалась структура. В соответствии с общепринятыми классификациями выделяются структуры, сформированные в геосинклинальном, протоорогенном (эпигеосинклинальном орогенном) и дейтероорогенном, в том числе эпиплатформенном орогенном, режимах развития. Не останавливаясь подробно на описании данных процессов, укажем лишь на те их особенности, которым мы придает большое значение при наших исследованиях.

Под геосинклинальным режимом понимается режим формирования складчатых областей, время возникновения которых относится к постархейской эпохе. К протоорогенному эпигеосинклинальному режиму мы, как и Н.П. Херасков, относим режим развития складчатой области после окончания накопления в ней геосинклинальных и начала образования орогенных формаций. Под дейтероорогенным режимом подразумевается орогенный режим развития складчатой области, охвативший ее после длительного периода тектонического покоя (Боголепов, 1968), не соответствующий, однако, платформенному развитию. К эпиплатформенному орогенному режиму относится режим активных движений, охвативших платформу. Режим регенерированного геосинклинального развития – это повторный геосинклинальный процесс в области полициклического геосинклинального развития. Его сменяет эпигеосинклинальный орогенный режим (в отличие от протоорогенного режима в первичных, самых древних в районе геосинклиналях).

Оптимальные для редкометального магма- и рудоотложения режимы - эпигеосинклинальный орогенный и протоорогенный, а также дейтероорогенный.

Строение коры, на котором развился тот или иной процесс. Режимы развития, о которых мы только что говорили, могут охватывать любой тип земной коры. При этом строение фундамента, на котором формируется структура, существенным образом сказывается на ее характеристике и металлогенической специализации.

Различается фундамент континентального, переходного и океанического типов. Континентальный фундамент подразделяется на: архей-нижнепротерозойский, представленный гранитогнейсовым комплексом, и протерозой-фанерозойский, сложенный осадочно-метаморфическим комплексом, сформированным в процессе геосинклинального развития. Фундамент океанического типа представлен серпентинизированными гипербазитами, габбро-амфиболитами, амфиболитами. На этом фундаменте, согласно представлениям А.В. Пейве с соавторами (1971), формируются эвгеосинклинальные зоны. Фундамент переходного типа представлен зеленосланцевыми слабодифференцированными мощными толщами пород, связанными постепенным переходом с основанием геосинклинальных комплексов (Красильников и др., 1972). В зависимости от преобладающей роли структур с тем или иным фундаментом геосинклинальные системы могут быть подразделены на три типа: эпикратонные, переходные и океанические.

Примером геосинклинальных систем, заложенных преимущественно на архейском континентальном фундаменте могут служить Саяно-Байкальская и Казахстано-Тяншанская протерозой-рифейские системы. Более молодые системы с преимущественно континентальным фундаментом - все регенерированные палеозойские геосинклинальные системы Казахстана, Тянь-Шаня, Алтае-Саянской области. Для перечисленных систем характерны широкое распространение миогеосинклинальных прогибов и срединных массивов, появление уже на ранних этапах кислых магматических интрузивных и вулканогенных формаций и литофильный металлогенический фон. Пример геосинклинальной системы с преобладающей ролью фундамента переходного типа - Монголо-Алтайская нижнепалеозойская система. Для нее характерны широкое развитие эвгеосинклинальных зон, фемический профиль магматизма и минерализация литофильно-халькофильного типа.

Пример геосинклинальной системы с фундаментом океанического типа - Зайсан-Гобийская нижне-среднепалеозойская система. Ей свойственны исключительно линейная структура, широкое распространение офиолитовой формации, преобладание магматических образований среднего и основного состава и минерализация халькофильного типа.

Характер тектонических вертикальных движений. Вертикальные движения определяют развитие двух контрастных ти-

пов структур – поднятий и прогибов. Восходящие движения обычно связываются с процессами гранитизации, разуплотнения мантии, ростом астенолитов, а местами и сдваиванием разрезов при горизонтальных перемещениях, нисходящие движения – с процессами растяжения коры, уплотнения мантии или ее частичной базификации. Такие различия в характере эндогенных процессов в "корнях" положительных и отрицательных структур, по-видимому, должны сказываться и на металлогенической их специализации.

Все многообразие структур, сходных по формационным признакам с поднятиями, можно подразделить на активные и пассивные. Активные поднятия формируются при преобладающей роли восходящих движений, пассивные поднятия – при стабильном режиме или в обстановке общего погружения. К активным поднятиям, формирующимся в условиях геосинклинального режима, относятся геоантиклинали, а в условиях орогенного режима – сводово-глыбовые поднятия. К пассивным поднятиям в геосинклинальных областях относятся срединные массивы, а также перекомпенсированные прогибы. Отрицательные структуры в геосинклинальных областях представлены эвгеосинклинальными и миогеосинклинальными прогибами, шовными прогибами, в негеосинклинальных зонах – рифтовыми прогибами, межгорными впадинами, грабенами и др.

Наиболее перспективны для размещения редкометальной минерализации гранитоидного ряда активные поднятия, особенно те из них, которые, располагаясь на месте бывших геоантиклиналей, в орогенном этапе унаследовали восходящие движения геосинклинального этапа.

К геоантиклиналям мы относим подвижный сектор геосинклинальной системы, отличающийся неполнотой стратиграфического разреза слагающих его осадочно-вулканогенных формаций с их более грубым составом и незначительной мощностью по сравнению со смежными зонами. В основу типизации геоантиклиналей можно положить ряд признаков (Волочкович и др., 1972). Наиболее существенный признак для редкометального магмо- и рудообразования – тип строения фундамента геоантиклинали, определяющий характер и интенсивность магматических процессов в ее пределах. Выделяются магматичные (эвгеоантиклинали), амагматичные (миогеоантиклинали) и промежуточные (хемиэвгеоантиклинали) геоантиклинали. К магматичным геоантиклиналям относятся поднятия, развившиеся на коре океанического типа из эвгеосинклинальных прогибов. В них отмечается интенсивный инициальный магматизм, сопровождающийся формированием офиолитового комплекса, и последующий андезитовый вулканизм. К амагматичным геоантиклиналям относятся поднятия, развившиеся на коре континентального типа из миогеосинклинальных прогибов. Они характеризуются незначительной магматической активностью, сопровождающейся излиянием лав кислого и среднего составов.

Геоантиклинали промежуточного типа изучены недостаточно. К ним относятся поднятия, развившиеся предположительно на коре про-

Схема соотношения геосинклинальных и последующих орогенных структур (по К.Л. Волочковичу)

Геосинклинальные структуры	Орогенные результирующие структуры	
	поднятия	прогибы
Геоантиклинали	Эпигеоантиклинальное поднятие	Эпигеоантиклинальный прогиб
Геосинклинальные прогибы	Эпигеосинклинальное поднятие	Эпигеосинклинальный прогиб
Срединный массив	Поднятый массив	Опущенный массив

межуточного типа, обладающие интенсивным вулканизмом основного и среднего состава в начальной стадии развития структуры и незначительным вулканизмом в последующие этапы. Примеры этих структур приводились нами ранее (Волочкович и др., 1972).

Орогенные поднятия следует типизировать, учитывая прежде всего их соотношения со структурами предшествующего этапа развития. Принципиальная схема подобных соотношений показана в таблице.

Необходимо также учитывать интенсивность и характер магматических процессов, охватывавших орогенные структуры. Результаты проведенных исследований показали, что оптимальное условие для формирования редкометальной металлогенической зоны – наложение эпигеосинклинального орогенного поднятия со слабо проявленным вулканизмом и интенсивным интрузивным магматизмом на миогеоантиклинальное поднятие. Примером могут служить Прииртышское, Туркестанское, Гиссарское эпимиогеоантиклинальные поднятия в Восточном Казахстане и Тянь-Шане.

В настоящей работе мы не рассматриваем иные типы структур (поперечные блоки, зоны шовных и трансрегиональных разломов, вулканические пояса и пр.), так как их роль в формировании редкометального оруденения, по нашему мнению, не столь значительна, как орогенных поднятий.

Магматические формационные комплексы. В проявлении магматизма намечается определенная зависимость состава его продуктов от типа региональной структуры, стадии и динамики ее развития. Орогенные (эпигеосинклинальные, протоорогенные, дейтероорогенные) структуры резко отличаются от геосинклинальных существенно более кислым составом магматических образований. Большое значение имеет строение фундамента, на котором развивается структура. Фемический тип магматизма, в том числе офиолитовые и габброидные ассоциации, пространственно приурочены к структурам, заложенным на коре океанического или переходного типов. Сиалический тип магматизма характерен для структур с континентальным строением коры.

Процесс орогенного магматизма обычно охватывает фундамент континентального или субконтинентального типа за исключением рифтовых зон. При этом состав продуктов магматизма и особенно их геохимическая специализация во многом зависят от типа фундамента той структуры, которая предшествовала орогенному поднятию. Наиболее показательны в этом отношении орогенные поднятия, наложенные на эвгеосинклинальные прогибы (например, в Зайсан-Гобийской системе). В пределах этой системы, заложенной на коре океанического типа, орогенные поднятия насыщены гранитоидными формациями.

Однако среди них весьма редки кислые аляскитовые граниты, а там, где они встречаются, они не несут редкометальной минерализации. Многочисленные примеры можно привести по Казахстану и Тянь-Шаню, где кислые магматические производные в пределах эпиэвгеоантиклинальных орогенных поднятий безрудны на редкие элементы.

Среди гранитоидных формаций складчатых областей резко преобладают гранодиоритовые (граносиенитовые, сиенитовые) и нормально гранитовые - ранние члены гранитоидных серий. Сами по себе они нередко металлоносны, но более поздние члены серий принадлежат к потенциально редкометальным гранитовым формациям (Коптев-Дворников, 1952; Кузьменко, 1968; Бескин, Марин, 1972 и др.). К ним относятся: а) лейкократовые граниты и (или) аляскиты, с которыми связаны хрусталеносные или редкометальные пегматиты, мусковит-альбитовые редкометальные граниты с вольфрамитом или колумбитом и касситеритом, молибден-вольфрам-висмут-оловянные грейзены и гидротермалиты; б) субщелочные альбитовые граниты и их экзоконтактовые метасоматиты и аналогичные редкометальные пегматиты (включая их экзоконтактовые метасоматиты); в) эгирин-арфведсонитовые, рибекитовые с полилитионитом щелочные граниты, включающие альбитовые редкометальные граниты со щелочными амфиболами и пироксенами, их метасоматиты с ниобиевой, редкоземельной, циркониевой, ториевой, а также флюоритовой (в карбонатных породах) минерализацией. Автономные ("приразломные") полевошпатовые метасоматиты условно можно считать тяготеющими к этой же формации.

Перечисленные формации и их месторождения образовались в результате эпигеосинклинальных орогенных, протоорогенных или дейтероорогенных процессов и в виде исключения - в доорогенную геосинклинальную стадию. Пространственно они приурочены к крупным сводово-глыбовым поднятиям, одновременно вытягиваясь вдоль зон повышенной проницаемости на многие сотни километров. В размещении этих формаций еще много неясного, но уже сейчас можно говорить о том, что в пределах определенных типов региональных структур они становятся максимально продуктивными на редкие элементы, например, при наложении металлоносной формации на бывшие миогеоантиклинали. В иных сочетаниях при наложении орогенных поднятий и металлоносных магм на бывшие миогеосинкли-

нальные или вулканогенные прогибы возникают полиметаллические и зоны. Последние иногда образуются на срединных массивах или на геоантиклиналях, вовлеченных в орогенное прогибание.

Общая тенденция – закономерная связь литофильных металлогенических зон со структурами, наиболее активно воздымавшимися перед эпохой рудообразования. Эта закономерность ясно видна на примере Южного Тянь-Шаня, Алтая, Восточного Саяна и уже отмечалась авторами в более ранних работах. Таким образом, учитывая структурные формы, предшествующие металлогеническим эпохам, можно более четко намечать контуры тех или иных рудных поясов, что в первую очередь необходимо при выполнении прогнозно-оценочных работ.

В пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса выделяются четыре металлогенические эпохи, наиболее продуктивные для редкометального оруденения: верхнерифейская, девонская, верхнекаменноугольно-пермская и мезозойская (юрская). В каждую эпоху формировались крупные массы орогенных продуктивных гранитоидных формаций. Наложение такой формации на перспективный тип структур, сформированных к моменту рудоотложения, часто приводит к появлению редкометальной металлогенической зоны.

В верхнерифейскую металлогеническую эпоху, изученную нами в Саяно-Байкальской складчатой области, формировались пояса редкометальных пегматитов (Присаянский, Сангиленский и др.). Присаянский пояс генетически связан с ареалом распространения орогенных лейкократовых гранитов саянского комплекса, развитого в пределах Присаянской перикратонной геоантиклинальной зоны. Сангиленский пояс тесно связан с ареалом позднерифейских орогенных гранитоидов (эрзинский комплекс) Сангиленского эпигеоантиклинального поднятия.

В девонскую металлогеническую эпоху крупные редкометальные зоны, связанные с замыканием геосинклинальных систем, в Центрально-Азиатском поясе не известны. Однако выделяются редкометальные зоны, сформированные в процессе дейтероорогенеза. Так, в каледонидах Северного Казахстана образовался орлиногорский комплекс формации аляскитовых гранитов, сопровождающийся проявлениями колумбитоносных гранитов. Несколько меньшие ареалы девонских лейкократовых гранитов известны в пределах каледонских структур Джалаир-Найманской зоны и Северного Тянь-Шаня. Условно к девону относится и развитый в Саяне своеобразный сейбинский комплекс щелочных гранитов с разнообразной редкометальной минерализацией.

Дейтероорогенная сиенит-граносиенит-аляскитовая формация с признаками редкоземельной минерализации более широко распространена в Восточной Туве и Присаянье (сютхольский, бреньский, огнитский и другие комплексы). При этом наибольшее сгущение указанных интрузивов обнаруживается в зонах повышенной проницаемости вдоль зоны сопряжения рифейских и салаирских структур. Однако наиболее перспективные в отношении редкометаллоносности

гранитоиды приурочены к бывшим геоантиклинальным поднятиям – Сангиленскому, Одурум-Шутхулайскому, Присаянской перикратонной геоантиклинальной зоне и др.

Верхнекаменноугольно-пермская металлогеническая эпоха отличается интенсивным развитием формации орогенных лейкократовых гранитов, сопровождающихся почти повсеместно редкометальной минерализацией. Эта формация возникла после замыкания герцинских геосинклиналей. На западе Центрально-Азиатского пояса редкометальные зоны, связанные с этой формацией, выделяются на Тянь-Шане, Алтае, в Восточном Казахстане. На Тянь-Шане зоны редкометальных пегматитов и гидротермалитов, пространственно приурочены к Туркестанскому и Гиссаро-Каратегинскому эпимиогеоантиклинальным поднятиям, на Алтае и в Восточном Казахстане – к Прииртышскому и Монголо-Алтайскому эпигеоантиклинальным поднятиям.

Мезозойская металлогеническая эпоха характеризуется широким развитием редкометаллоносных гранитоидов в восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (аляскит-гранитовая, фторгранитовая, щелочно-гранитовая и другие формации кукульбейского, харалгинского, малокуналейского, асакан-шумиловского и других комплексов). Бо́льшая часть этих гранитоидов относится к дейтероогенным, меньшая – к орогенным эпигеосинклинальным. Становление последних происходило в связи с замыканием раннемезозойских регенерированных геосинклиналей (Восточно-Забайкальский, Ольдойский, Удский и другие геосинклинальные прогибы).

Главнейшая особенность этой эпохи – независимость пространственных и структурных закономерностей размещения ареалов рудоносного магматизма от мезозойских складчатых структур. Кроме того, редкометальные металлогенические зоны сформировались на месте разнотипных структур фундамента, переживавших длительное орогенное развитие в домезозойское время. Так, ареал гранитоидов кукульбейского комплекса размещается на площади древнего Агинского срединного массива, а также Газимуро-Шилкинского протерозойско-рифейского геосинклинального прогиба, испытавшего орогенное развитие в течение позднего докембрия – палеозоя (около 1200 млн. лет); асакан-шумиловский комплекс аляскитовых гранитов приурочен к зоне Куналейского рифейского шовного прогиба, позднедокембрийско-палеозойская история тектонического развития которого аналогична истории развития Газимуро-Шилкинского прогиба; Мало-Куналейский комплекс щелочных гранитоидов сформировался на площади Малханского докембрийского геоантиклинального поднятия, тоже переживавшего в позднем докембрии – палеозое орогенное развитие.

Подводя итог, приходим к следующему заключению.

1. Принимая во внимание современные геофизические модели, можно говорить о связи восходящих движений земной коры, формирующих поднятия, с процессом увеличения ее мощности и, в частности, мощности сиалического слоя. Таким образом, как следует

из сказанного выше, наиболее общий из всех тектонических факторов, определяющих формирование редкометальных металлогенических зон, связанных с гранитоидными формациями, – процесс становления сиалического слоя коры. Для прогноза важно выделение участков с повышенной мощностью коры и, в частности, "сиаля", существовавших перед эпохой рудообразования.

2. Определить особенности строения коры в прошлом, используя современные геофизические методы, пока нельзя. Отсюда вытекает необходимость выделения и типизации региональных структур, так как именно они представляют собой своеобразные ископаемые формы, отражающие свойства земной коры прошлого.

ЛИТЕРАТУРА

Бескин С.М., Марин Ю.Б. Некоторые вопросы изучения гранитоидов формаций малых и средних глубин. – Зап. Всес. Мин. об-ва., 1972, 101, вып. 2.

Боголепов К.В. О двух типах орогенеза. – Геология и геофизика, 1968, № 8.

Волочкович К.Л., Алтухов Е.Н., Красильников Б.Н., Смирнов А.Д. Опыт типизации геоантиклиналей Урало-Монгольского складчатого пояса. – Геотектоника, 1972, № 3.

Коптев-Дворников В.С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов. – Изв. АН СССР, Геол., 1952, № 4.

Красильников Б.Н., Алтухов Е.Н., Волочкович К.Л., Смирнов А.Д. Природа догеосинклинального фундамента и ее значение для геосинклинального процесса. – МГК, XXIV сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3. "Наука", 1972.

Кузьменко М.В., Еськова Е.М. Тантал и ниобий. "Наука", 1968.

Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л., Марков М.С., Богданов Н.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В. Океаны и геосинклинальный процесс. – ДАН СССР, 1971, 196, № 3.

А. П. Калита, Е. Д. Калита

ПЕГМАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГЛАВНЫХ ГРАНИТНЫХ ФОРМАЦИЙ И ИХ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ

К.А. Власов уделял большое внимание изучению гранитных пегматитов как источника комплексного редкометального сырья. Быстрое развитие современной науки и техники неразрывно сопряжено с применением многих редких элементов. Закономерно возрастает потребность в литофильных элементах (тантал, цезий, литий, рубидий, иттрий, редкоземельные элементы, цирконий, гафний и др.). Наряду с редкими элементами увеличивается спрос на слюду, керамическое, пьезооптическое сырье, драгоценные и поделочные камни.

Перечисленный комплекс полезных ископаемых встречается в различных типах гранитных пегматитов. В связи с этим особенно актуальными становятся вопросы комплексной оценки пегматитовых месторождений на различных стадиях поисков и разведки. Определению потенциальной рудоносности пегматитовых месторождений способствуют их классификации.

Вопросами систематики пегматитов на основе различных признаков занимались многие исследователи. Одна из первых систематик гранитных пегматитов по типоморфным элементам и минералам была предложена Ниггли (Niggli, 1920). Аналогичные принципы положены в основу систематики пегматитов, разработанной А.Е. Ферсманом (1940). Некоторые американские исследователи (Schaller, 1927; Hess, 1925) классифицируют пегматиты по степени развития в них замещающих комплексов. А.И. Гинзбург для систематики пегматитов использовал вариации в содержании калия, натрия, редких минералов и элементов, а также глубинность их формирования (Гинзбург, 1960).

Некоторые исследователи придавали большое значение текстурным особенностям пегматитов в сочетании с наличием или отсутствием процессов замещения (Derry, 1931; Landes, 1933; Пятницкий, 1934). Сторонником этих принципов систематики пегматитов был К.А. Власов (1952), разработавший текстурно-парагенетическую их классификацию, которая подтверждается на примере пегматитов различных формаций. Эта классификация находит применение на поисковой стадии, позволяя разграничить пегматиты с редкометальным оруденением и без него. Однако при более детальной и в особенности комплексной оценке пегматитов необходимо знать дополнительные признаки, по которым можно было бы их дифференцировать по качеству и масштабам редкометального оруденения и определять их перспективы на другие виды полезных ископаемых. Для этих целей Н.А. Солодов (1962) разработал классификацию пегматитов, основанную на качественном составе и количественных соотношениях главных породообразующих минералов. Однако, как справедливо считал К.А. Власов (1952), по породообразующим минералам нельзя разделить между собой даже различные поля гранитных пегматитов.

М.В. Кузьменко с соавторами, пытаясь преодолеть возникшие трудности, разработали систематику пегматитов на основе их редкометальной специализации, используя 20-кратную степень концентрации десяти индикаторных редких элементов по сравнению с их кларками для гранитоидов. В соответствии с этой классификацией выделяются шесть геохимических рядов пегматитов или геохимических типов пегматитовых месторождений на количественной основе. Она успешно может применяться на различных стадиях поисков и разведки пегматитовых месторождений.

Отметим, что в большинстве известных классификаций пегматиты рассматриваются вне связи с гранитами и без учета их петро-

химических особенностей. Для получения подобного рода информации нами в последние годы проводились специальные исследования, позволившие выявить количественные петрохимические характеристики главных пегматитоносных гранитных формаций и сопутствующих им различно минерализованных пегматитов. Выявление разнообразных типоморфных признаков необходимо для разработки рациональной систематики пегматитов, позволяющей на различных стадиях поисков и разведки производить их ориентировочную геолого-экономическую оценку, которая, в конечном счете, способствовала бы повышению эффективности геологоразведочных работ. С этой целью целесообразно оценивать пегматитовые месторождения по результатам последовательно проводимых анализов мелко-, средне- и крупномасштабных типоморфных признаков, придавая особое значение четко видимым их качественным и количественным различиям.

В своей систематике пегматитов мы попытались использовать признаки, отражающие основные черты их генезиса, региональные геологические условия формирования, петрохимические особенности

Схема формационно-петрохимической и минерально-сырьевой формаций

Генетические группы	Формации пегматитоносных гранитоидов	Субформации пегматитоносных гранитоидов	Петрохимические типы пегматитовых месторождений
1	2	3	4
Ультраметаморфогенного гранитного магматизма	1. Мигматитов амфиболитовой фации и связанных с ними анатектитов (Si/Al = 4, $Na/Ca_{экв}$ =0,5–1,5)	Гранито-гнейсов и мигматитов (Si/Al = =4, $Na/Ca_{экв}$ = 0,5)	Высокоглиноземистые (Si/Al = 4), высококальциевые ($Na/Ca_{экв}$ = 2,3)
		Гнейсо-гранитов и анатектитов (Si/Al = =4, $Na/Ca_{экв}$ = 1,5)	Среднеглиноземистые (Si/Al = 4,6), среднекальциевые ($Na/Ca_{экв}$ = 3,7)
Интрузивного гранитного магматизма	2. Гранитных батолитов в складчатых зонах салическо-фемического профиля	Лейкократовые альбит-олигоклаз-микроклиновые граниты (Si/Al = 4,5, $Na/Ca_{экв}$ = 2,0)	Высокоглиноземистые (Si/Al = 3,75), высоконатриевые ($Na/Ca_{экв}$ = 5)
	3. Гранитных батолитов в складчатых зонах салического профиля (Si/Al = 4,3, $Na/Ca_{экв}$ = 2,65)	Лейкократовые альбит-олигоклаз-микроклиновые граниты (Si/Al = 4,5, $Na/Ca_{экв}$ = 2,65)	Среднеглиноземистые (Si/Al = 3,75), высоконатриевые ($Na/Ca_{экв}$ = 5)

и минералого-геохимическую специфику. В основу систематики положена принадлежность пегматитоносных гранитоидов к различным генетическим группам – ультраметаморфогенной и магматогенной (см. таблицу). В свою очередь каждая генетическая группа расчленена на формации по Ю.А. Кузнецову (1964) с учетом новых фактических данных. Пегматиты каждого формационного ряда расчленяются на промышленно-минеральные типы с учетом принципиальных качественных различий и количественных соотношений главных, второстепенных и редкометальных минералов. Для этого в зависимости от распространения, минералы пегматитов разделены на шесть групп: 1) максимально распространенные – 50–75%, 2) широко распространенные – 20–50%, 3) среднераспространенные – 10–20%; 4) второстепенные – 1–10%, 5) постоянно присутствующие малораспространенные редкие минералы – до 1% и 6) акцессорные (иногда присутствующие в пегматитах минералы, не образующие скоплений).

Минералы, составляющие не менее 10% объема пегматитовых тел, вводятся в название минерального типа пегматитов (Солодов,

систематики пегматитовых месторождений главных гранитных

Состав и степень проявления полезных компонентов	Глубина формирования (по А.И. Гинзбургу и Г.Г. Родионову, 1960)*	Типы пегматитов по А.Е. Ферсману
5	6	7
Промышленные концентрации мусковита и керамического сырья. Проявления циркоций-урано-редкоземельной минерализации	Максимальная (>8 км)	I–III
Промышленные концентрации керамического сырья, слюды, обогащенной редкими щелочами, иногда поделочных камней. Проявления Zr–U–TR–Y минерализации в сочетании с Be, Li, Ta и Nb	Большая (>8 км) Большая (8–6 км)	II
Промышленные концентрации ниобий-танталовой, литиевой, цезиевой, рубидиевой, иногда оловянной минерализации, стеклокерамического сырья, цветных камней.	Переходная от большой к средней (6–4 км)	V
Проявления тантал-ниобиевой и бериллиевой минерализации. Промышленные концентрации стеклокерамического сырья, слюды на помол	То же	IV

Окончание таблицы

1	2	3	4
		Альбит-олигоклаз-микроклиновые граниты (Si/Al = 4,5, $Na/Ca_{экв}$ = 2)	Среднеглиноземистые (Si/Al = 4,5), низконатриевые ($Na/Ca_{экв}$ = 2)
Интрузивного гранитного магматизма		-	Высококальциевые плагиоклазит-флогопитовые жилы
	4. Гранитов рапакиви (Si/Al =4,8–5, $Na/Ca_{экв}$ = 1,7)	-	Высококремнеземистые (Si/Al = 5), средненатриевые ($Na/Ca_{экв}$ = 3,5)
	5. Аляскитовых гранитов (Si/Al =5–5,2, $Na/Ca_{экв}$ = 2,5–3)	-	Высококремнеземистые (Si/Al =5–5,3), высоконатриевые ($Na/Ca_{экв}$ = 4,5–5)
	6. Щелочно-гранитная (Si/Al = 5,4–7, $Na/Ca_{экв}$ = 1–4,4)	Мелкозернистые олигоклаз-микроклиновые граниты (Si/Al = 3,3, $Na/Ca_{экв}$ = 1)	Малоглиноземистые (Si/Al = 5,4), высоконатриевые ($Na/Ca_{экв}$ = 4,4)
		Крупнозернистые альбит-олигоклаз-микроклиновые граниты (Si/Al =5,6, $Na/Ca_{экв}$ = 2,5)	Минимально-глиноземистые (Si/Al = = 6–7), высоконатриевые ($Na/Ca_{экв}$ = 3,5)

1962). При наименовании типа минералы перечисляются в порядке возрастания их содержания в соответствии с общим правилом петрографии. Характерные второстепенные минералы в количестве 1–10%, а также редкометальные целесообразно вводить в название типа пегматитов через союз "с". В типичных пегматитах, содержащих около 30–35% кварца, этот минерал в название не вводится. В тех случаях, когда содержание кварца в жильных образованиях превышает 35%, он вводится в основное название типа пегматитов.

Установление на предварительной стадии поисков генетической группы и формационного типа пегматитовых полей позволяет определить вероятную перспективность изучаемых поясов на определенные виды минерального сырья, редкие элементы, драгоценные и поделочные камни, слюду, пьезооптическое кристаллосырье и др. Так,

5	6	7
Месторождения стекло-керамического сырья. Проявления горного хрусталя, самоцветов, танталовой, бериллиевой, иногда литиевой минерализации	Средняя (5-3 км)	IV
Месторождения изумрудов, берилла и флогопита, обогащенного редкими щелочами	-	
Месторождения горного хрусталя. Проявления топаза, берилла, слюд, обогащенных редкими щелочами	Малая (<3 км)	XI
Промышленные концентрации оптического флюорита, мориона. Проявления бериллиевой и редкоземельной минерализации	Малая	XI
Повышенные концентрации бериллиевой, ниобий-иттриевой минерализации и амазонита	"	II
Повышенные концентрации иттрий-редкоземельной, ниобиевой и торий-циркониевой минерализации	"	III

например, пегматиты, формирование которых тесным образом связано с процессами ультраметаморфизма, наиболее перспективны на высококачественную слюду и керамическое сырье при второстепенном значении других видов минерального сырья - поделочных камней, редких элементов и др. Пегматиты, относящиеся к ряду типичных магматогенных гранитоидов, максимально перспективны на различные группы редких элементов. Пегматитовые месторождения пьезооптического кристаллосырья также являются производными вполне определенных гранитных формаций.

В таблице приведена схема формационно-петрохимической систематики гранитных пегматитовых месторождений с характеристикой состава и степени проявления в них различных полезных компонентов. Пегматиты выделенных формаций расчленяются на минеральные типы, характеристика которых дана ниже.

ПЕГМАТИТЫ ФОРМАЦИИ МИГМАТИТОВ АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИИ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ АНАТЕКТИТОВ

Эта пегматитоносная формация расчленяется нами на две субформации: 1) гранито-гнейсов и мигматитов и 2) гнейсо-гранитов и анатектитов. Пегматиты первой субформации по своим петрохимическим особенностям высокоглиноземистые (Si/Al = 4), высококальциевые ($Na/Ca_{экв}$ = 2,3), а второй – среднеглиноземистые (Si/Al = =4,6), среднекальциевые ($Na/Ca_{экв}$ = 3–4). Пегматитовые месторождения субформации гранито-гнейсов и мигматитов представлены несколькими минеральными типами. Наиболее характерны следующие типы: олигоклазовый с биотитом – месторождения низкокачественного керамического сырья; мусковит-олигоклазовый с редкоземельной минерализацией – главные месторождения мусковита при попутном значении стекло-керамического сырья; микроклин-олигоклазовый с редкоземельной минерализацией – главные месторождения керамического сырья при второстепенном значении слюды; олигоклаз-микроклиновый с акцессорной редкоземельной минерализацией – месторождения высококачественного керамического сырья.

Пегматитовые месторождения второй субформации по минеральному составу весьма разнообразны. Среди них выделяются следующие минеральные типы пегматитов:

альбит-олигоклаз-микроклиновый с акцессорной редкоземельной и тантало-ниобиевой минерализацией – месторождения керамического сырья и слюды, обогащенной литием, рубидием и цезием;

альбит-олигоклаз-микроклиновый с мусковитом, с той же редкометальной минерализацией, которая дополняется акцессорными бериллом, сподуменом, кукеитом, – месторождения керамического сырья и мусковита, обогащенного редкими щелочами;

микроклин-альбит-беломоритовый с мусковитом и редкометальной минерализацией, аналогичной предыдущему типу, – месторождения керамического сырья, электротехнического мусковита, поделочного камня беломорита;

альбит-беломорит-амазонитовый с флюоритом (акцессорными танталит-колумбитом, бериллом, лепидолитом, монацитом и др.) – месторождения слюды, поделочных камней, стеклокерамического сырья;

микроклин-альбит-олигоклазовый с мусковитом, цирконий-уранредкоземельной минерализацией, танталовыми минералами – месторождения стекло-керамического сырья при попутном значении рудоразборных редкометальных минералов;

альбит-олигоклаз-микроклиновый с бериллом, хризобериллом, колумбитом – крупные месторождения высококачественного керамического сырья при второстепенном значении рудоразборных берилла и колумбита.

Таким образом, пегматиты второй субформации характеризуются наличием большого разнообразия полезных ископаемых. Нередко они являются крупными месторождениями керамического сырья. Отдельные минеральные типы пегматитов содержат низкокачественный

крупнопластинчатый мусковит, обогащенный редкими щелочами, иногда – поделочные камни, представленные амазонитом, беломоритом, реже – розовым кварцем, разноцветными турмалинами. В амазонитсодержащих жилах встречается крупнокристаллический плавиковый шпат, представляющий собой возможное исходное сырье для получения искусственных оптических кристаллов флюорита. Пегматиты рассматриваемой субформации характеризуются весьма разнообразной редкометальной минерализацией, сосредоточенной преимущественно в зонах крупнозернистого альбита № 8 или в блоках альбит–олигоклаза. В этих пегматитах тесно ассоциируют акцессорные монацит, ксенотим, циртолит, иттриевые титано–тантало–ниобаты, колумбит. Реже встречаются танталит, джалмаит, тапиолит, микролит. В минеральных комплексах, где широко развит сахаровидный альбит, присутствуют акцессорные сподумен и берилл.

В целом пегматиты субформации гнейсо–гранитов и анатектитов – комплексные месторождения стекло–керамического сырья, обогащенной редкими щелочами слюды (Li 0,23, Rb 0,5, Cs 0,8%), поделочных камней (беломорита и амазонита) и частично крупнокристаллического плавикового шпата. В Индии попутное практическое значение иногда имеют крупнокристаллические редкометальные минералы (титано–тантало–ниобаты, монацит, ортит, циртолит, сподумен, колумбит).

Благодаря присутствию в рассматриваемых пегматитах альбита и розового турмалина некоторые исследователи относили их к натролитиевому типу по классификации А.Е. Ферсмана и считали перспективными на поллуцит и другие редкометальные минералы. Проведенное изучение внутреннего строения, минерального состава, особенностей распределения редких элементов, химического состава и абсолютного возраста пегматитов показало, что они неперспективны на поллуцит. Главный критерий для такого заключения – их приуроченность к провинциям распространенности регионально–инъекционного гранитного магматизма, в то время как поллуцитоносные пегматиты – производные формации гранитных батолитов, среди которых широко представлены типичные интрузивные граниты. Второй отрицательный признак повышенных содержаний лития и цезия – присутствие в этих пегматитах редкоземельной акцессорной минерализации, представленной монацитом, ксенотимом, ортитом и другими минералами, что не характерно для типичных поллуцитосодержащих пегматитов.

ПЕГМАТИТЫ ГРАНИТНЫХ БАТОЛИТОВ В СКЛАДЧАТЫХ ЗОНАХ САЛИЧЕСКО-ФЕМИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ

К этой формации относятся пегматиты, обнаруживающие пространственную и, как правило, генетическую связь с крупными массивами гранитоидов гетерогенного состава, регионально распространенными в геосинклинальных зонах с салической и с салическо–фемической корой. При этом пегматиты пространственно и генетически

связаны с лейкократовыми альбит–олигоклаз–микроклиновыми гранитами (главные петрохимические характеристики: Si/Al = 4,5, $Na/Ca_{экв}$ = 2). Редкометальные пегматиты субформации лейкократовых гранитов наиболее перспективны в отношении дефицитных редких элементов (тантал, литий, рубидий, цезий, бериллий и олово). По петрохимическим особенностям эти пегматиты – высокоглиноземистые (Si/Al = 3,75) и высоконатриевые ($Na/Ca_{экв}$= 5).

В зависимости от качественного состава и количественных соотношений главных, второстепенных и акцессорных минералов рассматриваемые пегматиты расчленяются на ряд минеральных типов, имеющих различное практическое значение. Поскольку пегматиты рассматриваемой формации характеризуются наиболее высокими концентрациями дефицитных редких элементов, целесообразно остановиться на более детальной характеристике их отдельных минеральных типов.

1. Альбит–микроклиновые пегматиты с мусковитом и бериллом – месторождения высококачественного рудоразборного берилла и довольно высококачественного микроклинового сырья при попутном значении танталит–колумбита. Развитие пегматитовых полей контролируется мощными зонами разломов и купольными структурами. Внутреннее строение пегматитовых тел зональное. В центральных частях появляются альбит–кварцевая и кварц–альбитовая бериллоносная зоны. Наиболее перспективны на берилл пегматитовые тела, залегающие в основных породах, менее перспективны – залегающие в разного рода гнейсах. Этот тип жил служит источником рудоразборного берилла.

2. Микроклин–сподумен–альбитовые пегматиты с мусковитом, танталит–колумбитом, бериллом, иногда касситеритом представляют собой преимущественно месторождения лития. В пределах полей пегматитовые тела группируются в виде серий параллельных жил, приуроченных к габбро–анортозитам, известнякам и породам другого состава. Морфология их сложная, с раздувами, пережимами и апофизами. Благодаря крупным размерам рассматриваемые пегматиты наряду со сподуменом содержат значительные запасы других видов минерального сырья – берилла, танталит–колумбита, мелкокристаллической слюды, обогащенной редкими щелочными элементами (Li_2O 0,6, Rb_2O 0,08, Cs_2O 0,03%), и особенно много стеклокерамического сырья, которое обычно не учитывается в процессе разведки месторождений на редкие элементы.

Современный уровень развития технологии переработки пегматитовых руд позволяет получать наряду с редкометальными также полевошпатовый, слюдяной и кварцевые концентраты без больших капитальных затрат. В товарном концентрате сподумена содержание Li_2O должно быть не ниже 4%. Расчеты показывают, что извлекаемая сподуменовая продукция в общей стоимости руды составляет не менее 80%. Внедрение в промышленность комплексных схем переработки руд редкометальных пегматитов повысит рентабельность отработки пегматитовых месторождений и сократит срок окупаемости капиталовложений.

3. Микроклин-альбитовые пегматиты с мусковитом, сподуменом, колумбитом, танталитом и бериллом представлены телами линзообразной формы. Пегматиты дифференцированы. Современными технологическими методами переработки из пегматитов данного типа можно получать танталовый, литиевый, бериллиевый концентраты, а также выделять обогащенные редкими щелочами слюды, полевые шпаты и мономинеральный кварц. Главную извлекаемую ценность этих комплексных руд представляют сподуменовые концентраты (около 35%). Затем следуют полевошпатовые концентраты (свыше 22%), танталовые (около 19%), бериллиевые (более 6%) и кварц (около 5%). Присутствие в этих пегматитах розового сподумена-кунцита повышает интерес к ним как к источнику ювелирно-поделочного камня.

4. Дифференцированные сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты с мусковитом, лепидолитом, поллуцитом, танталитом, бериллом и другими минералами - высококачественные комплексные месторождения редких элементов и неметаллических полезных ископаемых. Пегматитовые тела данного типа имеют четко выраженное зональное строение. Периферические зоны обычно слабее минерализованы по сравнению с центральными. По минеральному составу и структуре от периферии к осевым частям пегматитовых тел выделяются следующие зоны: кварц-альбит-олигоклазовая от мелкозернистой до среднезернистой структуры, блокового микроклин-пертита (альбитизированного и неальбитизированного), сподумен-кварц-альбитовая от среднезернистой до грубозернистой структуры, поллуцит-клевеландит-кварцевая грубозернистой структуры. Основное практическое значение имеют две центральные зоны. В сподумен-кварц-альбитовой зоне главную роль играет сподумен (18-20%). Кроме того, в зоне повышается концентрация берилла и мангантанталита. Центральная зона наиболее перспективна на крупноблоковый поллуцит и высокотанталовую продукцию.

В Канаде (Mulligan, 1968; Топунова, 1969) разрабатывается крупномасштабное месторождение Берник Лейк, в Родезии - месторождение Бикита (McGregor A.M., 1946). В отношении разнообразия редкометальной минерализации рассматриваемые пегматиты уникальны: они могут служить источником танталового, цезиевого, рубидиевого, литиевого, бериллиевого, иногда оловянного сырья.

Значительный практический интерес представляют обогащенные литием, рубидием и цезием слюды, а также кварц-полевошпатовое сырье, в том числе крупнокристаллический обогащенный рубидием и цезием микроклин. Комплексные сподумен-микроклин-альбитовые руды с мусковитом, лепидолитом, поллуцитом, танталитом и бериллом характеризуются примерно следующей удельной извлекаемой стоимостью полезных компонентов: тантал в танталовом концентрате I и II сортов 35%, сподуменовый концентрат 25%, некондиционный поллуцитовый концентрат - свыше 8%, берилловый - свыше 3%, полевошпатовый - свыше 11%, слюдяной - свыше 15% и кварцевый около 3%. В рассматриваемом типе пегматитов значительно распространены цветные турмалины (черные, розовые, полихромные),

которые могут представлять значительный интерес в качестве полудрагоценных и поделочных камней.

5. Слабодифференцированные микроклин–сподумен–альбитовые пегматиты с танталитом, касситеритом, поллуцитом и бериллом развиты в пределах докембрийских регионов (средний протерозой) и приурочены к сланцеватым параамфиболитам. Одно из пегматитовых полей данного типа, вытянутое в субмеридиональном направлении, локализуется в оперяющих трещинах крупного разлома. Выделяются пегматитовые тела, приуроченные к кососекущим и межпластовым трещинам во вмещающих кварц–биотитовых, биотит–амфиболовых и амфиболовых сланцах. Нередко пегматитовые тела группируются в серии субпараллельных кулисообразных жил. Простирание жильных серий субмеридиональное. Падение западное, юго–западное или северо–восточное под углами 50–80°.

Как уже отмечалось, во внутреннем строении пегматитовых тел четкая зональность не наблюдается, однако выделяются несколько структурно–парагенетических комплексов. Пегматитовые тела сложены в основном следующими парагенетическими комплексами: средне–крупнокристаллическим альбит–кварц–сподуменовым с монтебразитом, бериллом, касситеритом, танталитом; тонко–кристаллическим сподумен–кварц–альбитовым с танталитом; мелкозернистым кварц–альбитовым со сподуменом, мусковитом, касситеритом, бериллом, определяющими участковое и полосчатое строение пегматитовых тел.

По минеральному составу эти пегматиты имеют большое сходство с рассмотренными выше хорошо дифференцированными пегматитами. Слабая степень дифференциации обусловливает незакономерное распределение поллуцита в пределах пегматитовых тел, и мелкокристаллический поллуцит находится в тесном прорастании с полевыми шпатами, кварцем и бериллом, что сильно затрудняет получение его мономинеральных фракций при технологической переработке руды. Удельная ориентировочная извлекаемая стоимость отдельных компонентов пегматитовой руды возрастает в следующем порядке (в %): некондиционный поллуцитовый концентрат 0,30, слюда 0,40, кварц 1,40, полевошпатовые концентраты около 7, касситеритовый концентрат около 18, тантал в танталовом концентрате более 34, и 4%–ный сподуменовый концентрат – свыше 38.

Выше отмечалось, что кроме собственно пегматитовой руды, значительное количество лития, рубидия и цезия концентрируется в биотите экзоконтактовых зон. Вовлечение в сферу практического использования экзоконтактовых слюдитов повысит стоимость компонентов, извлекаемых из руд рассматриваемых пегматитов. Месторождения подобного типа имеют большое значение для увеличения сырьевых ресурсов лития, тантала и цезия.

6. Микроклин–альбитовые пегматиты с танталитом, воджинитом, бериллом, рубидиевым мусковитом, лепидолитом и другими минералами – новый и наиболее селективный тип месторождений высококачественных танталовых концентратов. Пегматитовые тела залегают в слабометаморфизованных габбро–диабазах и ортоамфиболитах,

выполняя пологие трещины скола. Пологопадающие пегматитовые тела располагаются поэтажно одно над другим. Форма пегматитовых тел плитообразная, мощность их достигает несколько десятков метров. Отдельные части пегматитовых тел иногда смещаются на десятки метров по крутопадающим пострудным разломам. Амплитуда перемещений иногда превышает 60 м.

Пегматитовые тела характеризуются зональным внутренним строением. В направлении от висячего к лежачему боку выделяются следующие зоны: мелкозернистая кварц-альбитовая с тонкопластинчатым танталитом и зона альбитизированного блокового микроклина с амблигонитом, крупнотаблитчатым танталитом, реже иксиолитом. В центральной части пегматитовых тел обособляется кварц-клевеландитовая зона с непротяженными линзами мономинерального кварца и гнездами рубидиевого мусковита, лепидолита, концентрациями оловотанталита, иксиолита, воджинита, микролита. Для висячего бока этих пегматитовых тел характерно развитие зоны фарфоровидного альбита с кварцем и онкозином, которая в отношении редких элементов довольно бедна. Иногда вдоль висячего бока пегматитового тела с вмещающими породами наблюдается развитие кварц-клевеландит-мусковитовой оторочки. Для мусковита из данного типа пегматитов характерно повышенное содержание Rb_2O (3-4%) при несколько более низком цезия и лития.

Благодаря развитию в пегматитах ассоциации высокотанталистых минералов (танталит, воджинит, иксиолит, микролит) главную извлекаемую стоимость имеют танталовые концентраты, на долю которых приходится свыше 80% стоимости всех полезных ископаемых. Сопутствующие танталовым концентратам полезные ископаемые, несмотря на их сравнительно небольшой удельный вес в общей извлекаемой ценности месторождения, все же представляют значительный практический интерес ввиду крупномасштабности месторождений этого типа. Так, например, количество цезия, сосредоточенное в слюдах, вполне сопоставимо с количеством этого элемента в поллуците из хорошо дифференцированных пегматитов четвертого типа, что следует учитывать при разработке перспективных планов освоения месторождений. Рассматриваемые пегматиты характеризуются большими запасами полевошпатовой продукции, на долю которой приходится свыше 15% извлекаемой стоимости всех видов минерального сырья.

ПЕГМАТИТЫ И ПНЕВМАТОЛИТО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ЖИЛЫ В СКЛАДЧАТЫХ ЗОНАХ САЛИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ

Эта формация пегматитов и ассоциирующих с ними пневматолит-гидротермальных образований имеет ряд существенных отличий в петрохимическом и минеральном составе от рассмотренных выше, и это обусловливает иное геолого-экономическое значение их. Пегматиты данной формации – в основном месторождения различных

неметаллических полезных ископаемых при попутном значении редкометального сырья. Пегматиты и пневматолит-гидротермальные образования представлены несколькими минеральными типами, принципиально различными по качественному составу минерального сырья и его количеству.

1. В альбитовых или альбит-микроклиновых пегматитах с мусковитом, танталит-колумбитом или бериллом ведущую роль играют неметаллические полезные ископаемые, на долю которых приходится свыше 70% общей стоимости минерального сырья, извлекаемого современными технологическими методами переработки пегматитовых руд. Суммарная извлекаемая стоимость тантала в танталит-колумбитовом концентрате и бериллия в берилловом 27,5%. В последние годы рассматриваемые пегматиты привлекли внимание геологов как один из возможных источников танталовых руд, так как нередко поверхность их покрыта корой выветривания, что позволяет существенно снижать затраты на эксплуатацию и переработку руд с получением танталит-колумбитовых концентратов.

Однако экономические расчеты показывают, что отработка пегматитов с извлечением только танталит-колумбита и берилла экономически нерентабельна. Чтобы обеспечить минимальную рентабельность горнообогатительного предприятия, необходимо как минимум перерабатывать на товарную полевошпатовую продукцию 10% хвостов гравитации. Уровень рентабельности возрастает пропорционально увеличению выпуска продукции. Рассматриваемый тип руд характеризуется хорошими технологическими показателями. Их практическое освоение позволило бы получать большое количество высококалиевого керамического сырья, молотой слюды, кварца, а также некоторое количество низкосортных (III–IV сорта) танталовых концентратов в виде танталит-колумбита. В целом рассматриваемые пегматиты следует считать перспективным типом месторождений при отработке их на керамическое сырье с попутным извлечением танталит-колумбитовых концентратов.

2. Микроклин-альбит-олигоклазовые пегматиты с мусковитом, бериллом, танталит-колумбитом, горным хрусталем и поделочными камнями представляют собой прежде всего месторождения стеклокерамического сырья, низкосортной слюды при попутном значении пьезокварца, поделочных камней, представленных окрашенными бериллами, разноцветными турмалинами, топазами и другими минералами. Рассматриваемые пегматиты нередко покрыты корой выветривания, при разрушении которой образуются россыпные месторождения поделочных камней. Попутное значение представляет танталит-колумбит, хотя в отношении этого минерала они менее перспективны по сравнению с предыдущим типом. В минеральных комплексах позднего замещения под друзовыми полостями встречаются мелкие кристаллы мангантанталита с 74% Ta_2O_5, который, однако, существенного практического значения не имеет.

3. Микроклин-альбит-олигоклазовые пегматиты с рубеллитом, лепидолитом, сподуменом, танталит-колумбитом и другими мине-

ралами – главные месторождения пьезотурмалина при второстепенном значении стекло-керамического сырья и редкометальных концентратов. Они образуют серии маломощных субпараллельных жил. Пегматиты залегают в основных и ультраосновных породах, представленных амфиболитами, перидотитами и серпентинитами. Внутреннее строение жил зональное. По направлению от зальбандов к центральным частям выделяются следующие зоны: неравномернозернистая кварц-плагиоклазовая с альбитовыми прожилками; мелкоблоковая кварц-альбит-микроклиновая с мусковитом и лепидолитом; кварц-альбит-лепидолитовый комплекс; мусковит-кварц-альбитовый комплекс; гнезда и линзы кварц-кальцит-монтмориллонитового состава.

Максимально распространены цветные турмалины и редкометальная минерализация (за исключением сподумена) в лепидолит-альбитовом и кварц-мусковит-альбитовом комплексах. Главное практическое значение имеют пьезооптический и ограночный турмалины, в меньшей мере – редкие элементы (цезий, литий и тантал). Рассматриваемые образования сочетают в себе черты, характерные для редкометальных и хрусталеносных пегматитов, и представляют собой переходную разновидность между ними.

4. В пределах пегматитовых полей формации развиты так же плагиоклаз-флогопитовые и кварц-плагиоклазовые жилы, тесно пространственно и генетически связанные с типичными пегматитами. А.Е. Ферсман (1940) и К.А. Власов считают эти образования пегматитами линии скрещения. Жильный комплекс по составу довольно разнообразен, однако главное практическое значение приобретают два типа жил: плагиоклаз-флогопитовые с изумрудом и кварц-плагиоклазовые с бериллом.

Первый тип представлен сложноветвящимися телами. Характерная особенность жил – их зональное строение, которое меняется параллельно изменению состава вмещающих пород (серпентинизированные ультрабазиты, диориты). Кроме плагиоклаза, флогопита и изумрудов, в этом типе жил развиты хлорит, актинолит, тальк, тремолит, фенакит, хризоберилл, бериллийсодержащий маргарит и другие минералы. Наиболее перспективны на изумруд жилы в серпентинизированных ультрабазитах.

Жильные тела, залегающие в диоритах, порфиритах, характеризуются менее четко выраженной зональностью и обогащены кальцием. Вместо изумруда в этих жилах чаще встречается густо-зеленый берилл – ювелирно-поделочный камень. Нередко жилы этого типа называются слюдитами благодаря широкому распространению в них флогопита, который содержит повышенные количества редких щелочей (среднее содержание в %): Cs_2O 0,03–0,068, Rb_2O 0,150–0,290, Li_2O около 0,120–0,290. Таким образом, параллельно с драгоценным камнем изумрудом, попутное практическое значение имеет обогащенный редкими щелочами флогопит.

Ко второму типу относятся существенно плагиоклазовые жилы с бериллом. Для них характерны раздувы, пережимы и апофизы.

Кроме олигоклаза (№ 13–25) и берилла, в жильных телах развит мусковит, встречаются флюорит, апатит, иногда молибденит. Главное практическое значение представляет берилл при попутном значении мусковита, обогащенного редкими щелочами.

Существенное практическое значение могут иметь также плагиоклаз–мусковит–флюоритовые жилы. Проведенные исследования показали, что крупнокристаллический плавиковый шпат из этого типа жил пригоден для выращивания оптических кристаллов флюорита. Кроме рассмотренных, встречаются жильные тела, в которых преобладает кварц вплоть до появления типичных кварцевых жил, представляющих собой практический интерес для стекольной промышленности.

ПЕГМАТИТЫ С ПЬЕЗООПТИЧЕСКИМ КРИСТАЛЛОСЫРЬЕМ ФОРМАЦИЙ РАПАКИВИ И АЛЯСКИТОВЫХ ГРАНИТОВ

Главные месторождения пьезооптического кристаллосырья пространственно и генетически связаны с двумя формациями гранитов: рапакиви и аляскитовой. Граниты перечисленных двух формаций довольно близки по содержанию кремния и алюминия ($Si/Al = 4,8–5,2$), но несколько отличаются по отношениям $Na/Ca_{экв} = 1,7$ (рапакиви) и 2,5–3 (аляскитовая формация). Пегматиты формации рапакиви наиболее перспективны на пьезокварц, а пегматиты аляскитовой формации – на оптический флюорит.

Кварц–плагиоклаз–микроклиновые пегматиты с промышленными концентрациями мориона залегают в овоидных гранитах и характеризуются дифференцированным строением. При этом занорыши с кристаллами мориона пространственно ассоциируют с блоковым кварцем, занимающим, как правило, центральные части пегматитовых тел. Для продуктивных на пьезокварц камерных пегматитов характерно присутствие блокового микроклина, обогащенного рубидием и цезием (Е.Д. Калита, 1963). Содержание рубидия в блоковом микроклине продуктивных тел колеблется в пределах 0,02–0,2%, цезия – 0,001–0,005%.

В пегматитах гранитов рапакиви, кроме пьезокварца, встречается топаз, представляющий практический интерес для ювелирной промышленности.

Кроме топаза, практический интерес в качестве ювелирно–поделочных камней могут представлять некондиционные разновидности мориона, а также крупные кристаллы окрашенного берилла. Кварц, не пригодный в качестве пьезооптического сырья, представляет практический интерес для выплавки высококачественных сортов технического стекла. Наиболее перспективны в отношении указанных видов полезных ископаемых месторождения полнодифференцированных пегматитов, в которых существенно проявлена альбитизация и другие замещающие комплексы.

Кварц-микроклиновые пегматиты с промышленными концентрациями оптического флюорита и мориона - производные формации аляскитовых гранитов, характеризующихся отношением $Na/Ca_{экв}$ = = 2,5-3. Нередко эти пегматиты называются "камерными" и залегают в материнских гранитах и в их экзоконтактовых зонах (Бескин, Марин, 1973). Внутреннее строение пегматитовых тел дифференцированное, что устанавливается на примере различных гранитных массивов (Бескин, Эфрос, 1969). Гнезда оптического флюорита и мориона локализуются в центральных частях пегматитовых тел. Полости, содержащие оптический флюорит и морион, нередко встречаются под кварцевыми ядрами на контакте с блоковым микроклином. В пегматитах этого типа закономерно увеличивается содержание рубидия от кварц-плагиоклаз-микроклиновой зоны графической структуры к блоковому микроклину, где количество рубидия по сравнению с содержанием его в приконтактовой зоне примерно в 3 раза больше.

Установлено, что в продуктивных на оптический флюорит телах блоковый микроклин содержит в 2 раза больше рубидия по сравнению с микроклином из пегматитовых тел без оптического флюорита (Е.Д. Калита, 1963). В биотите из зоны блокового микроклин-пертита пегматитовых тел с флюоритом значительно больше фтора, рубидия, цезия и лития по сравнению с биотитом из пегматитов без флюорита. Биотит и блоковый микроклин, обогащенные редкими щелочами, могут быть минералами-индикаторами для выявления пегматитовых тел с флюоритом и пьезокварцем (Е.Д. Калита, 1963). Поэтому минералого-геохимические критерии оценки перспектив хрусталеносности пегматитов представляют большой практический интерес. В рассматриваемых пегматитах типоморфное значение приобретают различные акцессорные редкоземельные минералы - кейль, гауит, ортит, фергюсонит, давидит, чевкинит, монацит, гадолинит.

Наличие столь четко выраженной редкоземельной минерализации в пегматитах формации аляскитовых гранитов, формирующихся на минимальных глубинах, не позволяет рассматривать этот признак в качестве надежного критерия формирования пегматитов на больших глубинах (Гинзбург, Родионов, 1960). Поэтому при перспективной оценке пегматитов необходимо учитывать различные поисково-оценочные критерии. Петрохимическим критерием оценки перспектив хрусталеносности гранитных массивов служит высокое отношение Si/Al - до 5 и выше при отношении сильно щелочного элемента натрия к элементам группы $Ca_{экв}$ 1,7-3. Для определения перспектив хрусталеносности гранитоидов целесообразно применять взаимосвязанные петрохимические характеристики кремнезем - агпаитность (К.Б. Зырянов). При разбраковке по степени перспективности различных пегматитовых жил следует определять уровни концентрации редких щелочей в микроклинах и слюдах.

ЖИЛЬНЫЙ КОМПЛЕКС ЩЕЛОЧНОГРАНИТНОЙ ФОРМАЦИИ

Щелочногранитная формация представляет большой научный интерес, являясь, по-существу, переходной между плюмазитовыми гранитоидами нормальной кислотности и агпаитовыми образованиями щелочных магматических формаций. Типичные щелочные гранитоиды отличаются высокой кремнеземистостью и низкой глиноземистостью, о чем свидетельствует отношение Si/Al = 5,6 (в краевых контаминированных разностях массивов оно может снижаться примерно до 3,5). Образования щелочногранитной формации содержат много щелочных элементов (Na/K) и железа, а также повышенные концентрации редких элементов, обладающих основными свойствами (редкие земли, иттрий и др.).

Исследованиями последних двух десятилетий установлено, что жильный комплекс щелочногранитной формации весьма разнообразен и для него типичны повышенные концентрации многих редких элементов и других видов полезных ископаемых. Наиболее характерны для щелочных гранитов пегматиты, среди которых выделяются амазонитовые, альбит-амазонитовые, микроклиновые, альбит-микроклиновые и олигоклаз-микроклиновые с мусковитом.

Пегматиты, богатые альбитом, отличаются разнообразной редкометальной минерализацией (циркон, торит, ферриторит, иттроторит, иттротитанит, чевкинит, гадолинит, абукумалит, фергусонит, эвксенит и др.). Кроме пегматитов, встречаются альбит-кварцевые жилы, для которых особенно характерны иттриевые силикаты типа таленита, иттриалита, роуландита, гадолинита и др. По содержанию TR_2O_3, ZrO_2, ThO_2, Nb_2O_5 редкометальные руды из альбит-кварцевых жил уникальны. В кварц-олигоклазовых жилах встречаются монацит, бастнезит, чевкинит, перрьерит, даналит, циркон и другие минералы. Руды из жил этого типа содержат рядовые количества редких элементов.

Для альбит-микроклиновых пегматитов характерны повышенные содержания TR_2O_3, ZrO_2, Nb_2O_5, Ta_2O_5. Кроме редких элементов, значительный практический интерес представляет стекло-керамическое сырье из пегматитов, прежде всего блоковый микроклин. Полезные компоненты альбит-амазонитовых пегматитов: TR_2O_3, ZrO_2, Nb_2O_5, Ta_2O_5. Кроме редких элементов, практический интерес представляет поделочный камень амазонит. На современном этапе пегматиты щелочногранитной формации - главная сырьевая база изумрудно-зеленого амазонита. Олигоклаз-микроклиновые пегматиты с мусковитом могут иметь практическое значение как источник сравнительно низкокачественной электротехнической слюды.

Дифференцированные массивы щелочных гранитов сопровождаются крупными полями кварцевых жил. Кварц содержит мало примесей, что позволяет рассматривать его в качестве хорошего сырья для выплавки высококачественных сортов технического и оптического стекла.

Пегматиты и пневматолит-гидротермальные образования с разнообразной редкоземельной минерализацией отличаются повышенной гаммаактивностью, что позволяет применять радиометрические методы их поисков. Рудные тела нередко содержат повышенные количества магнетита, обусловливающего появление магнитных аномалий, имеющих поисковое значение. Различные типы минерализованных жильных образований располагаются зонально по отношению к материнским гранитам, что также следует учитывать при их поисках. В мелкозернистых гнейсогранитах краевых частей массивов локализуются альбит-микроклиновые пегматиты с разнообразной редкоземельной минерализацией. В породах кровли (биотитсодержащих гранито-гнейсах) локализуются альбит-амазонитовые пегматиты с гадолинитом. В высокоглиноземистых сланцах залегают олигоклаз-микроклиновые пегматиты с мусковитом, а в кварцитах следующей зоны кровли – кварцевые жилы.

Таким образом, породы щелочногранитной формации, считавшиеся в начальный период их изучения безрудными, представляют значительный практический интерес на редкие элементы и разнообразные неметаллические полезные ископаемые.

ВЫВОДЫ

1. Наиболее перспективные месторождения высококачественной слюды и керамического сырья – производные ультраметаморфогенных гранитоидов древних кристаллических щитов, представленных мигматитами амфиболитовой фации и связанных с ними анатектитов. Эта формация пегматитоносных гранитоидов расчленяется на две субформации: 1) гранито-гнейсов и мигматитов, 2) гнейсо-гранитов и анатектитов. Пегматиты первой субформации представляют собой классические месторождения электротехнической слюды и керамического сырья и характеризуются проявлением Zr–U–TR минерализации. Для пегматитов субформации гнейсо-гранитов и анатектитов типичны промышленные концентрации керамического сырья и слюд с повышенными содержаниями редких щелочей, иногда поделочных камней (беломорит, амазонит, розовый кварц) и проявления Zr-U-редкоземельной минерализации в сочетании с Ta-Nb-иттриевой бериллиевой и литиевой. На основании последних признаков пегматиты этой субформации иногда ошибочно относились к натро-литиевому типу по классификации А.Е. Ферсмана и считались перспективными на поллуцитовое оруденение, что приводило к неправильной ориентации геологоразведочных работ.

2. Пегматиты наиболее дефицитных редких элементов (Ta, Be, Li, Rb, Cs, Sn) – производные субформации лейкократовых микроклин-альбит-олигоклазовых гранитов, относящихся к гетерогенной по составу формации гранитных батолитов, локализующихся в салическо-фемических складчатых зонах земной коры. Различные ми-

неральные типы пегматитов этой формации отличаются ассоциациями промышленных концентраций редких элементов.

В дифференцированных пегматитах с максимально комплексной редкометальной минерализацией значительно распространены цветные турмалины, представляющие практический интерес для промышленности ювелирно-поделочных камней. Наиболее крупные поля слабодифференцированных комплексных пегматитов этой формации залегают в слюдистых сланцах, которые вблизи пегматитовых тел обогащены редкими щелочами и представляют собой новый тип редкометальных руд. Наряду с редкими элементами пегматитовые месторождения этой формации могут служить источником стекло-керамического сырья и слюды на помол или для извлечения редких щелочей.

Геолого-экономическими расчетами установлено, что потери в недрах составляют 10-45% от комплексной полезной ценности пегматитовых руд, если извлекать из них только редкометальные концентраты. Увеличение количества извлекаемых полезных ископаемых из пегматитовых руд - важнейшее условие их максимального рентабельного освоения и снижения срока окупаемости капиталовложений.

3. Пегматиты формации гранитных батолитов в салических геосинклинальных зонах иногда содержат промышленные концентрации тантала и бериллия при ведущем значении стекло-керамического сырья и слюды на помол. Иногда они характеризуются присутствием горного хрусталя, пьезотурмалина и поделочных камней. Пегматиты линии скрещения этих гранитов представляют промышленный интерес на берилл, изумруд и редкие щелочи в флогопите. Крупнокристаллический плавиковый шпат из отдельных типов жил может служить исходным сырьем для выращивания оптических кристаллов флюорита. Кусковой кварц пригоден для выплавки высококачественных сортов технического стекла.

4. Главные месторождения пьезооптического кристаллосырья пространственно и генетически связаны с двумя формациями гранитов: рапакиви и аляскитовой. Пегматиты гранитов рапакиви наиболее перспективны на пьезокварц, аляскитовой формации - на оптический флюорит. При оценке перспективности пегматитов следует руководствоваться уровнями концентрации редких щелочных элементов в микроклинах и слюдах.

5. Щелочногранитная формация представлена двумя субформациями: мелкозернистыми олигоклаз-микроклиновыми с эгирином и крупнозернистыми альбит-олигоклаз-микроклиновыми с арфведонитом гранитами. Производные первых - пегматиты с Be-Nb-Y-гадолиниевой минерализацией, иногда с морионом, производные второй - пегматиты с TR, Y, Nb, Zr и ториевой минерализацией. Пегматиты и альбит-кварцевые жилы этой формации уникальны по разнообразию и содержанию весьма редких иттриевых силикатов и других комплексных редкометальных минералов. Отдельные типы пегматитов - главные месторождения изумрудно-зеленого амазонита, в которых иногда встречаются крупные кристаллы мориона.

ЛИТЕРАТУРА

Бескин С.М., Марин Ю.Б. Типы редкометальных месторождений гранитных формаций. – Зап. Всес. Мин. об-ва, 1973, ч. С, вып. 3.

Бескин С.М., Эфрос Б.Д. Основы классификации пегматитов формации малых глубин и методы выделения продуктивных объектов. – В кн.: "Условия образования пьезооптических минералов в пегматитах". "Недра", 1969.

Боровик-Романова Т.Ф., Калита Е.Д. О цезиево-рубидиевом микроклин-пертите и распределении в нем щелочных металлов. – Геохимия, 1958, № 2.

Власов К.А. Текстурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов. – Изв. АН СССР, Геол., 1952, № 2.

Власов К.А. Генезис редкометальных гранитных пегматитов. – Изв. АН СССР, Геол., 1955, № 5.

Гинзбург А.И., Родионов Г.Г. О глубинах формирования гранитных пегматитов. – Геол. рудн. месторожд., 1960, № 1.

Калита Е.Д. Особенности распределения редких щелочных металлов в камерных пегматитах как возможный критерий для поисков оптического флюорита и пьезокварца. – Сов. геология, 1963, № 3.

Калита Е.Д., Чернышкова Л.П. Распределение редких щелочных металлов в топазо-морионовых пегматитах как критерий их продуктивности. МГК, XXII сессия. Докл. сов. геол., 1964.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М. "Недра", 1964.

Овчинников Л.Н., Полетаев И.А., Рябенко В.Е., Солодов Н.А., Хвостова В.А. О цезиевом биотите как возможном источнике промышленного получения цезия и других щелочных металлов. – ДАН СССР, 1972, 206, № 3.

Пятницкий П.П. Изумруды, их месторождения и происхождение. – Труды Упр. геол.-разв. треста, 1934.

Солодов Н.А. Внутреннее строение и геохимия редкометальных гранитных пегматитов. Изд-во АН СССР, 1962.

Топунова Г.А. Комплексные редкометальные пегматиты Берник-Лейк (Канада). – В кн.: "Редкие элементы. Сырье и экономика", вып. 3. М., Изд. ИМГРЭ, 1969.

Ферсман А.Е. Пегматиты. М., Изд-во АН СССР, 1940.

Derry D.R. The genetic relationships of pegmatites, aplites and tin vein. – Geol. Mag., 1931, 68.

Hess F.L. The natural history of the pegmatites. – Engng. and Mining. J. Press, 1925, 120, N 8.

Landes K.R. Origin and classification of pegmatites. – Amer. Mineralogist, 1933, 18, N 2.

McGregor A.M. An outline of the geological history of Southern Rhodesia. – Bull. Geol. Surv. S. Rhodesia, 1947.

Mulligan R. Geology of Canadian berillium deposits. – Econ. Geol. Report, 1968, N 23.

Niggli P. Die leichtfluchtigen Bestandteile im Magma. – Preisehr. – Jablonow Ges., 1920.

Л. С. Бородин, Г. Н. Мухитдинов, Е. Д. Осокин,
Е. А. Похвиснева

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ НЕДОСЫЩЕННЫХ И ПЕРЕСЫЩЕННЫХ КРЕМНЕЗЕМОМ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И ИХ СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Со щелочными породами генетически связаны крупнейшие редкометальные месторождения, в которых сосредоточено от 60 до 80% всех мировых запасов ниобия, редкоземельных и ряда других элементов. Поэтому анализ особенностей их размещения имеет не только теоретический, но и практический интерес. Размещение щелочных проявлений на примерах областей как молодого вулканизма, так и более древнего интрузивного магматизма (фиг. 1), свидетельствует о существовании определенной связи некоторых типов пересыщенных кремнеземом щелочных пород со щелочным нефелин-сиенитовым и особенно со щелочно-базальтовым магматизмом.

В континентальных провинциях размещение обеих групп щелочных пород подчиняется двум основным закономерностям.

1. Выходы пород приурочены к стабильным областям с консолидированной земной корой, геосинклинальное развитие которых завершилось по крайней мере за один геологический период до появления щелочных пород (Шейнманн и др., 1961; Кузнецов, 1970). Щелочные образования сопровождают раскалывание (активизацию) этих областей, отвечающее эпохам глобальной перестройки земной коры. В истории Земли установливается ряд таких эпох: раннедокембрийская, гренвильская, раннепалеозойская, среднепалеозойская, раннемезозойская, позднемезозойская, неоген-четвертичная.

2. Щелочные породы территориально связаны с крупнейшими линеаментами, представляющими собой протяженные пояса длительных, периодически возобновлявшихся растяжений отдельных частей Земли (Бородин и др., 1974). Линеаменты пересекают материки, проходя сквозь все основные структурные единицы (щиты, древние и молодые платформы, подвижные пояса), и распространяются на большую глубину. Иногда они выходят в океанические области, образуя единую систему со срединноокеаническими хребтами (например, субмеридиональные линеаменты Северной Америки, смыкающиеся с Восточно-Тихоокеанским поднятием, или линеаменты Северо-Востока Азии, переходящие в арктическое продолжение Срединно-Атлантического хребта).

При изучении истории развития линеаментов (которая иногда может быть прослежена от раннего докембрия до наших дней) в типичных случаях устанавливается нарастание растяжений во времени. Выделяются следующие основные стадии развития линеаментов: 1) стадия начальных растяжений с формированием сводовых поднятий и локальных впадин: мощность континентальной коры, как правило,

сохраняется; 2) стадия средних растяжений – формирование древних авлакогенов или континентальных рифтов новейшего времени; мощность континентальной коры обычно уменьшена; здесь можно выделить два этапа: заложение рифтов и окончательное их оформление; 3) стадия конечных растяжений – формирование морских рифтов и срединноокеанических хребтов; континентальная кора практически отсутствует.

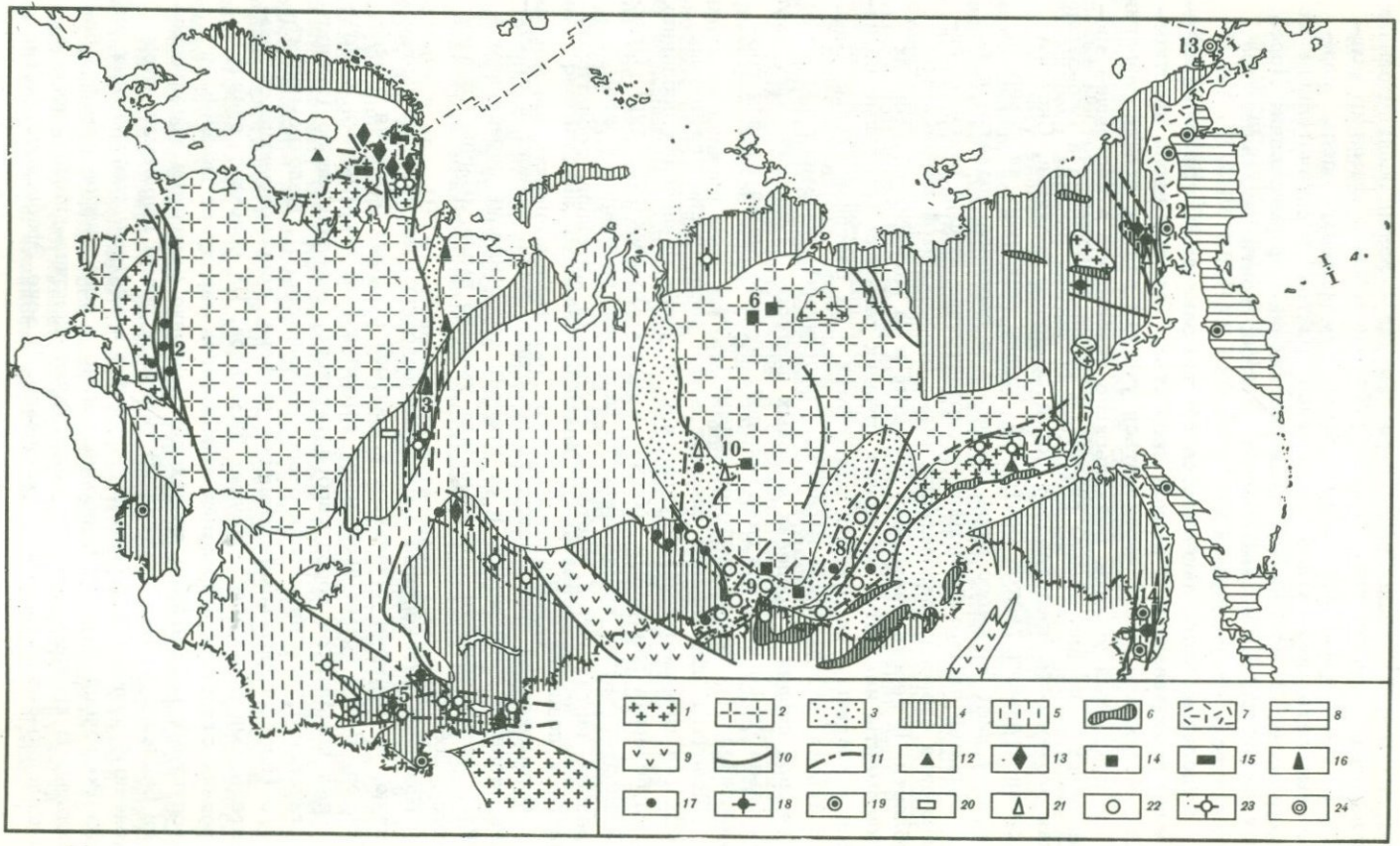
Отдельные части линеаментов обычно закладываются не одновременно и развиваются с разной скоростью. Поэтому вдоль простирания линеамента могут чередоваться участки разных стадий развития. Так, срединный участок Байкальского линеамента в настоящее время занят континентальным рифтом, а северо-восточная и юго-западная оконечности представляют собой сводовые поднятия. Система континентальных рифтов Восточной Африки переходит на севере в морской рифт Красного моря, на юге – в сводовое поднятие и т.д.

Большей частью наблюдается соответствие стадии развития линеамента степени консолидации коры, пересекаемой линеаментом области. В геосинклинальных областях и на молодых платформах линеаменты находятся на ранних стадиях развития (сводовые поднятия и впадины), на древних платформах – на рифтовой стадии. Однако иногда, при быстром нарастании растяжений, линеамент достигает рифтовой стадии в пределах молодых платформ (Рейнский рифт, рифт низовьев Миссисипи) или даже молодой, недавно замкнувшейся геосинклинали (рифтовая система запада США).

Щелочные образования следуют зонам пересечения стабильных областей линеаментами, группируясь в узлах сочленения последних с глубинными разломами (обычно в краях крупных структур). Отсюда следует частая приуроченность щелочных провинций к швам в краевых частях щитов, платформ, срединных массивов, геоантиклинальных поднятий и пр.

Формационная принадлежность щелочных пород зависит и от стадии развития линеамента, и от степени консолидации пересекаемой линеаментом области (которые, как указано выше, обычно связаны между собой).

Наиболее интенсивные проявления щелочного магматизма соответствуют во времени начальным и средним стадиям развития линеаментов. В это время происходит формирование интрузивных и эффузивных комплексов пород карбонатитового, нефелинитового (ийолит-уртитового), нефелин-сиенитового (фонолитового), щелочно-гранитного (пантеллерит-комендитового) состава, сопровождающихся значительными объемами щелочных базальтов. На конечных этапах средних стадий формирования линеаментов наряду со щелочными продуктами магматизма происходит излияние базальтов толеитового или близкого к нему состава. В типичном своем выражении этот конечный щелочной магматизм проявлен в системе современных рифтов Восточной Африки. Непосредственно в зоне рифтов развиты базальты. В краевых частях присутствуют щелочно-ультраосновные и щелочно-базальтоидные образования. В зоне Эфиопского рифта,


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24

связывающего систему с морским рифтом Красного моря, наряду с базальтами и фонолитами широко развиты излияния пантеллерит-комендитового состава. Их появление связывается с ассимиляцией кровли, обрушенной при формировании рифта.

В областях, прекративших геосинклинальное развитие сравнительно незадолго до появления щелочных пород (за несколько геологических периодов), доминируют образования щелочно-гранитоидной формации. Относительно редко (в наиболее прогнутых частях предшествующего геосинклинального прогиба или в наиболее глубоких наложенных впадинах) встречается щелочно-базальтоидная формация. На древних платформах, стабилизировавшихся задолго до появления щелочных пород, распространены щелочно-ультраосновные и щелочно-базальтоидные образования. Последние иногда переходят в базальтоидные формации нормального ряда.

Приведем примеры известных щелочных провинций, сформировавшихся на разных стадиях развития линеаментов, при различной степени консолидации коры.

Одна из наиболее типичных щелочных провинций со щелочно-гранитоидными образованиями, сопровождаемыми подчиненным количеством нефелин-сиенитовых, – провинция Белых Гор в Северных Аппалачах (фиг. 2). Североаппалачская геосинклиналь замкнулась в раннегерцинское время. Щелочные образования (серия Уайт Маунтин) имеют раннеюрский возраст и представлены в основном разностями типа нордмаркитов. Нефелинсодержащие породы присутствуют в резко подчиненном количестве. Серия распространена в пределах впадин юг-юго-восточного простирания, наложенных на складчатую

←

Фиг. 1. Схема размещения щелочных провинций СССР
Составили Л.С. Бородин и Е.А. Похвиснева

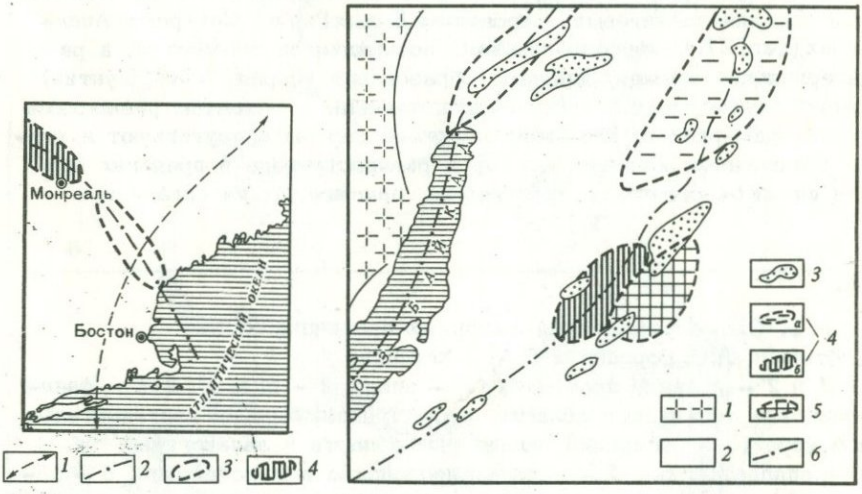
1 и *2* – древние платформы (*1* – щиты, *2* – плиты); *3–6* – фанерозойские складчатые области, сформировавшиеся на континентальной коре (*3* – рифейские складчатые области и авлакогены, *4* – нижнепалеозойские, *5* – верхнепалеозойские и мезозойские, *6* – палеозойско-мезозойские наложенные прогибы); *7* – северо-западная часть Тихоокеанского вулканогенного пояса; *8* – четвертичные складчатые области; *9* – складчатые области на океанической коре; *10* – глубинные разломы; *11* – границы областей щелочного магматизма; *12–24* – районы щелочного магматизма (*12–14* – массивы щелочно-ультраосновной формации: *12* – докембрийские, *13* – нижнепалеозойские; *14* – верхнепалеозойско-нижнемезозойские); *15–19* – массивы щелочно-габброидной и щелочно-базальтоидной формаций (*15* – докембрийские, *16* – нижнепалеозойские, *17* – среднепалеозойские, *18* – верхнепалеозойско-нижнемезозойские, *19* – кайнозойские); *20–24* – массивы нефелин-сиенитовой формации (*20* – докембрийские, *21* – нижнепалеозойские, *22* – среднепалеозойские, *23* – верхнепалеозойско-нижнемезозойские, *24* – кайнозойские)

систему Северных Аппалачей и трассирующих зону растяжения, связанную с линеаментом.

На продолжении линеамента, уже в пределах краевой части Канадского щита, известны меловые щелочно-базальтоидные образования (Монтриджийская провинция).

Несколько сложнее строение ряда щелочных провинций Сибири, связанных с Байкальским линеаментом или крупными ветвями, отходящими от него в районе оз. Хубсугул. Витимская ветвь линеамента (фиг. 3) рассекает рифейское геоантиклинальное поднятие в западном Забайкалье (Алтухов, 1972). Начальная стадия развития линеамента фиксируется серией наложенных верхнерифейских и нижнепалеозойских прогибов, в верхнепалеозойско-мезозойско-третичное время по нему начала закладываться система рифтов Витимского нагорья.

Начальные стадии развития линеамента сопровождаются появлением щелочно-гранитоидных образований (девонский витимканский комплекс). Заложению рифта отвечают щелочно-базальтоидные образования (верхнепалеозойский сайженский комплекс) В мезозойское и третичное время изливались только базальты.

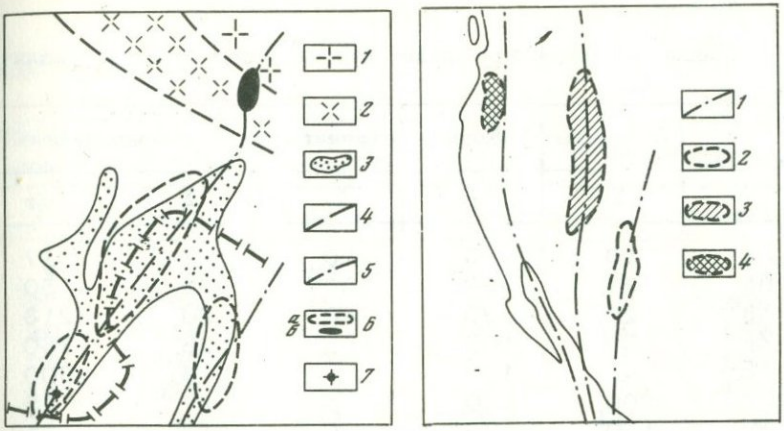


Фиг. 2. Схема размещения щелочных пород в Северных Аппалачах

1 – простирание складчатой системы Северных Аппалачей, *2* – ось линеамента, *3* – раннеюрские щелочно-гранитоидные образования (провинция Белых Гор), *4* – меловые щелочно-базальтоидные образования (Монтриджийская провинция)

Фиг. 3. Схема размещения щелочных пород в Западном Забайкалье и Северном Прибайкалье

1 – Сибирская платформа, *2* – рифеиды, *3* – наложенные нижнепалеозойские прогибы, *4* – области распространения щелочных пород (*а* – щелочно-гранитоидных, *б* – щелочно-базальтоидных), *5* – область распространения базальтов, *6* – оси линеаментов



Фиг. 4. Схема размещения щелочных пород в Восточной Туве и Восточном Саяне

1 – Сибирская платформа, *2* – раздробленная краевая часть Сибирской платформы (Присаянская эпикратонная геоантиклиналь), *3* – наложенные прогибы салаирид, *4* – крупнейшие глубинные разломы, *5* – оси линеаментов, *6* – области распространения щелочных пород (*а* – щелочно-гранитоидных, *б* – карбонатитовых), *7* – Чикский массив (щелочно-базальтоидной)

Фиг. 5. Схема размещения ларамийских щелочных пород на западе США

1 – оси линеаментов (рифтов), *2* – область развития щелочно-гранитоидных образований, *3* – область преимущественного развития щелочно-базальтоидных образований, *4* – область развития четвертичных базальтов

Другая крупная ветвь линеамента (фиг. 4) рассекает в северо-северо-восточном направлении рифейские складчатые системы Восточной Тувы, Восточного Саяна и юго-западного края Сибирской платформы. Вдоль наложенных прогибов салаирского времени, следующих вдоль линеамента, встречаются девонские нефелин-сиенитовые массивы, относящиеся к щелочно-гранитоидной формации, и сопутствующие им массивы щелочных гранитов. Лишь один из массивов (Чикский), расположенный в наиболее глубокой части наложенного прогиба, относится к щелочно-базальтоидной формации. На пересечении линеаментом раздробленного края платформы появляются карбонатиты.

Закономерная связь формационных типов одновозрастных щелочных образований со стадиями развития линеаментов хорошо видна на примере системы линеаментов запада США (фиг. 5). Здесь известны ларамийские щелочные проявления эффузивного и субвулканического характера. В самой восточной, наименее

Таблица 1

Средние содержания ряда редких элементов в различных типах пород

Элементы	Базальты	Кора	Граниты	Фонолиты		Пантеллериты–комендиты		Нефелиновые сиениты		Щелочные граниты	
	Σ	г/т	Σ	Σ*	г/т	Σ	г/т	Σ	г/т	Σ	г/т
Li	10	20	30	7	17	9	79	91	40	14	73,5
Rb	30	90	150	30	150	20	204	90	200	15	208
Nb	20	20	20	20	213	20	214	81	110	18	167
Zr	150	165	180	28	760	22	1560	79	390	18	1168
TR	–	183	–	4	600	18	525	93	440	17	490
Cr	200	100	4	17	45	11	22,4	42	28	11	10
Ni	150	75	0,5	13	21	19	7,0	37	8	7	8,3
Cu	100	55	10	17	29	20	7,2	40	30	13	20
Pb	5	12,5	20	45	45	14	52,6	66	23	14	41
V	250	135	20	17	112	11	13,5	61	54	10	10

*Σ – число анализов.

развитой ветви системы линеаментов присутствуют преимущественно трахит–риолитовые образования Нью–Мексико и запада Техаса (в том числе известные выходы Терлингуа–Солитарио) с резко подчиненным количеством нефелинсодержащих субвулканических образований. К более западной ветви, где начинает формироваться современный рифт, приурочена область эпиплатформенного орогенеза Скалистых Гор с широчайшим развитием щелочно–базальтоидной (калий–базальтоидной) формации. Самая западная ветвь с достаточно четко оформленными рифтами сопровождается на ряде участков базальтовым вулканизмом (рифты плато Колумбия и р. Снейк).

В целом появлению щелочных пород всех формационных типов, как следует из сказанного выше, соответствует сочетание достаточно консолидированной коры и относительно небольших растяжений в зоне линеамента. Эти условия выполняются далеко не всегда Поэтому щелочные породы не трассируют весь линеамент, встречаясь лишь вдоль некоторых его отрезков, а в зонах некоторых линеаментов совершенно отсутствуют.

Тектонические условия формирования щелочных пород, очевидно, можно объяснить следующим образом: щелочные породы, как и другие магматические образования, формируются при взаимодействии ювенильных растворов и субстрата в пределах магматического очага (мантийного или корового). Однако участие субстрата здесь, по–видимому, минимальное и относительная роль ювенильных растворов больше, чем при формировании пород нормального ряда. Минимальное же участие субстрата (как корового, так и мантийного)

обеспечивается именно сочетанием двух условий: консолидированного состояния коры и умеренного растяжения в зоне линеамента.

При недостаточно консолидированном состоянии коры существует та рассеянная проницаемость, свойственная геосинклинальному режиму (Белоусов, 1974), которая обусловливает высокое положение коровых магматических очагов, широкую ассимиляцию и формирование гранитоидов. При значительных растяжениях в зоне линеамента (начиная с четкого оформления континентального рифта) и глубоком проникновении крупных расколов наступает массовое плавление мантии с образованием базальтов нормального ряда (которые вытесняют щелочные породы на поздних стадиях развития линеамента.

Необходимость достаточно строгого сочетания условий, определяющих все формационное разнообразие щелочных пород и допускающих лишь сравнительно небольшие вариации, – очевидно, одна из причин слабой распространенности щелочных пород.

Метасоматические щелочно–гранитоидные образования, сформировавшиеся без участия выплавок субстрата и, естественно, наиболее обогащенные ювениальными компонентами, обычно присутствуют в краевых частях срединных массивов недавно замкнувшихся геосинклинальных областей. Их появление, вероятно, обусловлено несколько более открытыми путями образовавших их растворов (меньшей их рассеянностью) по сравнению с путями растворов, вызвавших плавление коры в пределах прогибов, окружающих срединный массив.

Таблица 2

Средние содержания редких элементов в различных формаци

Элементы	Фонолиты океанских провинций		Комендиты океанских провинций		Фонолиты континентальных провинций	
	Σ	г/т	Σ	г/т	Σ	г/т
Li	4	15		-	3	20
Rb	11	109	3	108	19	173
Nb	5	143	3	165	15	236
Zr	12	715	3	1150	16	800
TR	1	900	3	583	3	500
Cr	6	18		-	11	60
Ni	3	16	3	3	10	23
Cu	7	18	3	8	10	37
Pb	6	16	3	15	8	66
V	7	44		-	10	160

Таблица 2 (окончание)

Элементы	Щелочные граниты зон рифтов и глубинных разломов		Агпаитовые нефелиновые сиениты		Щелочной гранит агпаитового массива	
	Σ	г/т	Σ	г/т	Σ	г/т
Li	6	112	3	46	1	248
Rb	7	276	3	234	1	623
Nb	9	294	3	260	1	883
Zr	9	1390	3	2000	1	3060
TR	8	630	3	1100	1	2430
Cr	5	10	3	24		-
Ni	3	13,5	3	22		-
Cu	6	23	3	18		-
Pb	5	51	3	10	1	124
V	4	4	3	65	1	34

*Σ - число анализов.

онных типах щелочных пород

Пантеллериты континентальных провинций		Нефелиновые сиениты ультраосновных формаций		Нефелиновые сиениты нефелин-сиенитовых формаций	
Σ	г/т	Σ	г/т	Σ	г/т
9	80	16	9	42	55
17	249	16	74	42	200
17	212	16	195	33	95
19	1493	16	500	27	400
15	579	7	650	18	340
11	0,9	13	68	16	14
16	0,6	14	49	15	3
17	6	5	198	21	18
11	45	9	5	29	19
11	9	12	165	30	14

Метасоматиты щелочных гранитов и зон региональных разломов		Нефелиновые сиениты щелочно-габброидных формаций		Щелочные граниты зон активизации складчатых областей	
Σ	г/т	Σ	г/т	Σ	г/т
25	207	10	24	8	57
26	551	10	110	8	148
17	439	10	18	9	39
14	3000	11	105	9	946
10	1700	5	63	9	366
	-	9	20	6	11
	-	6	4	4	4,4
	-	2	16	7	18
	-	8	11	9	37
	-	7	50	6	10

Наиболее достоверная связь щелочно-гранитоидных и нефелин-сиенитовых пород со щелочно-базальтовым магматизмом устанавливается в пределах океанских провинций, где известны вулканические серии от щелочных базальтов через промежуточные типы пород до трахитов, фонолитов, натровых риолитов, комендитов-пантеллеритов.

На континентах породы щелочно-базальтового (щелочно-габброидного), фонолитового (нефелин-сиенитового) и комендит-пантеллеритового (щелочно-гранитного) состава сопряжены в основном с начальной и средней стадиями формирования линеаментов. В формировании наиболее кислых дифференциатов этой серии - фонолитов (нефелиновых сиенитов) и пантеллеритов (щелочных гранитов) несомненно значительную роль играли процессы контаминации ювенильного вещества коровым (Бородин и др., 1970), что позволяет выделять их в формацию гетерогенных (мантийно-коровых) щелочных пород.

Важным критерием участия мантийного вещества в формировании щелочных пород могут служить редкие и рассеянные элементы. Ранее (Бородин и др., 1970) было показано, что редкие и рассеянные элементы щелочных пород можно разделить на две группы: 1) группу элементов, концентрация которых не зависит от связи щелочных пород с первичными базальтовыми либо гранитоидными магмами (ювенильные элементы Nb, Ta, Zr, TR), и 2) группу элементов, концентрация которых определяется формационной принадлежностью щелочных пород - конечных дериватов глубинных щелочно-базальтовых магм (базальтоидные элементы V, Cr, Ni, Co) либо палингенных малоглубинных магм (коровые элементы Li, Rb, Cs, Pb, Sn).

Нами было изучено распределение ряда редких элементов в недосыщенных и пересыщенных кремнеземом щелочных породах СССР и привлечен литературный материал по аналогичным комплексам мира. Все эти данные суммированы в табл. 1, из которой видно, что щелочные породы, как недосыщенные, так и пересыщенные кремнеземом, в значительной мере обогащены литофильными элементами по сравнению с породами нормальной щелочности.

В табл. 2 приведены генерализованные средние содержания редких и рассеянных элементов в некоторых формационных типах щелочных пород. Фонолиты и пантеллериты-комендиты океанических областей характеризуются вполне сопоставимыми величинами концентраций ювенильных элементов, резко превышающими их средние содержания в коре, а также в основных и кислых магматических продуктах. Примерно тот же порядок содержаний этих элементов сохраняется и в аналогичных продуктах вулканизма рифтовых зон. Указанная особенность может быть объяснена преимущественной приуроченностью их к крупнейшим глобальным линеаментам, в пределах которых вполне вероятна связь магматизма с подкоровым (мантийным) источником.

В то же время в ряду плутонических пород, формирование которых происходило в различных структурно-тектонических зонах, содержание ювенильных редких элементов подвержено значительным колебаниям. Наиболее высокие содержания этих элементов характерны

для нефелиновых сиенитов ультраосновной карбонатитоносной и гранитоидной формации, для щелочных гранитов рифтовых зон и сводовых поднятий, у которых достаточно четко выражена связь с зонами глубинных разломов, для агпаитовых нефелин-сиенитовых и щелочно-гранитных массивов, в формировании которых в той или иной мере принимали участие ювенильные источники вещества. Особое положение среди этих формаций занимают нефелиновые сиениты щелочно-габброидного ряда с исключительно низким содержанием редких элементов ювенильной группы, что в свое время (Бородин и др., 1970) послужило основанием для отнесения их к числу дифференциатов глубинно-коровых щелочно-базальтовых магм.

Среди щелочных гранитоидов сравнительно пониженные количества редких элементов (но все же превышающие кларки для коры в целом и для гранитов) содержат те их проявления, которые формируются в зонах активизации областей завершенной складчатости (Саяно-Алтайский регион, Восточный и Центральный Казахстан), где увеличена мощность коры и, следовательно, ослаблено влияние ювенильных растворов на процессы формирования палингенных магм на верхних структурных уровнях коры. Однако и среди этой группы щелочных пород встречаются отдельные массивы с сопутствующими им метасоматитами, практически не отличающимися по уровню концентрации ювенильных элементов от метасоматитов щелочно-гранитного состава зон глубинных разломов.

Из коровых элементов показательно распределение Rb, Pb. В наименьших количествах они содержатся в фонолитах и комендитах океанских провинций, в нефелиновых сиенитах ультраосновной и щелочно-габброидной формаций, тогда как во всех остальных типах щелочных фельдшпатоидных и кремнекислых пород континентальных областей содержание их более высокое.

По элементам базальтоидной группы имеющиеся данные менее показательны, так как разброс содержаний этих элементов довольно значителен и при ограниченном числе имеющихся аналитических данных полученные средние значения не представительны.

Как следует из изложенного, ювенильными элементами обогащены породы, генетически связанные как с базальтовым и щелочно-ультраосновным (фонолиты и пантеллериты – комендиты океанских провинций, нефелиновые сиениты – ультраосновных формаций), так и с коровым (палингенным) магматизмом (нефелиновые сиениты и щелочные граниты посторогенных серий в зонах активизации древних платформ). Общее для них – связь с глубинными расколами земной коры, обеспечивающими участие в щелочном петрогенезисе ювенильного (мантийного) вещества в виде растворов, обогащенных натрием, ниобием, цирконием, редкими землями. Эти растворы могут способствовать выплавлению первичных щелочно-базальтовых и образованию палингенных коровых магм, обусловливая их обогащенность ювенильными элементами.

ЛИТЕРАТУРА

Алтухов Е.Н. Основные черты строения протерозойско-рифейских геосинклиналей Центральной Азии. – Геология и геофизика, 1972, № 11.

Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. – Геотектоника, 1974, № 3.

Бородин Л.С. и др. К проблеме формаций щелочных пород и их редкометального оруденения. – Изв. АН СССР, Геол., 1970, № 3.

Бородин Л.С. и др. Главнейшие провинции и формации щелочных пород. М., "Наука", 1974.

Кузнецов Ю.А. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации. – Геология и геофизика, 1970, № 9.

Шейнманн Ю.М., Апельцин Ф.Р., Нечаева Е.А. Геология месторождения редких элементов (щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация). Вып. 12–13. Госгеолтехиздат, 1961.

Ю. Л. Капустин

НОВЫЙ СЕВЕРО-САНГИЛЕНСКИЙ ЩЕЛОЧНОЙ ПОЯС, ЕГО ПЕТРОГЕНЕЗИС И РЕДКОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

К.А. Власов был одним из инициаторов изучения производительных сил Тувинской АССР, самой молодой в семье Советских Руспублик, и отдавал много времени и сил организации ее геологического исследования как первый руководитель Тувинской комплексной экспедиции АН СССР. При участии Власова было начато детальное изучение щелочных формаций Тувы коллективами ИГЕМ, ВИМС и ИМГРЭ.

В 50-х годах в Восточной Туве Г.В.Махин, И.А. Нечаева, А.С. Павленко, В.А. Кононова, В.С. Кудрин и Р.М. Яшина обнаружили и описали около 15 отдельных щелочных массивов. При этом определились два основных участка их распространения: Сангилен и Северо-Восточная Тува (бассейн рек Кадыр-Ос, Чавач, Бий-хем). На Сангилене массивы этого типа располагались в двух участках: в бассейне рек Кундус, Агаш, Чахыртой, Хурхерен-гол (на юге) и в верховьях рек Баянкол, Тарбагатай, Каргы, Тоскул (на севере). Иногда эти массивы объединяются в одну группу и выделяется единая Сангиленская щелочная провинция. По возрасту щелочные массивы относились преимущественно к верхнему палеозою (верхнему девону – нижнему карбону), хотя часть из них выделялась в нижнепалеозойскую группу (кембрий, преимущественно ийолиты; Яшина, Борисевич, 1966).

На севере Сангилена были описаны два небольших нефелин-сиенитовых массива – Харлинский и Оруктыгский (Яшина, 1962, 1963) и отмечались щелочные породы в верховьях рек Бурен и Сольбельдер (Геология СССР, 1966). Нами северная окраина Сангилена детально изучалась на всем протяжении от р. Эми на востоке до рек

Эрзин и Бурен на западе (более 120 км). Эта полоса оказалась насыщенной щелочными породами; результаты их изучения изложены в настоящей работе.

На северной окраине Сангилена нами обнаружено восемь новых массивов, мощные жильные поля нефелиновых сиенитов и фенитов в полосе протяженностью свыше 40 км. В отличие от мелких массивов юга Сангилена (Уланэргинский, Тоскульский, Агашский, Коргередабский и др.), образующих овальные (в плане) интрузивные штоки площадью преимущественно до 10 кв. км (без учета фенитовых ореолов), на его северной окраине резко преобладают линейно-трещинные тела щелочных пород с явными признаками развития их по вмещающим образованиям. Все щелочные проявления четко локализованы в зоне контакта двух основных литоструктурных комплексов: гнейсового и карбонатного. В целом изученный участок развития щелочных пород представляет собой полосу длиной более 40 км при средней ширине 3 км и максимальной до 6 км и является типичной линейной структурой (поясом).

Территория Сангилена сложена терригенно-карбонатными отложениями докембрийского возраста. Ранее они подразделялись на четыре свиты (снизу вверх): чингилигскую (гнейсы, амфиболиты, гранито-гнейсы), балыктыгхемскую (мраморы), чартисскую (известняки, мраморы, сланцы) и 4) нарынскую (известняки, сланцы), и предполагалось, что весь разрез сформировался в ходе единого осадочно-метаморфического цикла, без значительных перерывов в осадконакоплении (Геология СССР, 1966). Для пород низов разреза считалась характерной амфиболитовая фация метаморфизма, а для верхов (нарынская и частью чартисская свиты) – зеленосланцевая фация.

В 1969–1974 гг. нами проведено специальное детальное изучение строения и литологии метаморфической толщи на северной и западной окраинах Сангилена. В результате этих работ установлено наличие в разрезе двух резко разнородных литоструктурных комплексов. Аналогичное явление обнаружено и на востоке Сангилена, в пределах Улинханского антиклинория (бассейн р. Эми; Капустин, 1975).

Нижний комплекс выходит на поверхность вдоль всей северной и западной окраин Сангилена (бассейн рек Нарын, Эрзин, Тарбагатай, Чинге-хем), местами на его юге (бассейн рек Качик, Хурхерен-гол, Тес-хем, Ямады, Дзос) и в центре Улинханского антиклинория (бассейн рек Эми, Оттук-Даш, Мурен). На западе он продолжается вплоть до границы с палеозойской структурой Восточного Танну-Ола, а на севере – вдоль бассейна рек Сайлык, Улуг-Шивей, Каргы, Бурен до р. Каа-хем. В различных местах этот комплекс сложен различными породами: в среднем течении р. Нарын – тонкогнейсоватыми двуслюдяными альмандиновыми гнейсами и амфиболитами; в верховьях рек Бурен и Эрзин и в низовьях последней – массивными порфировидными гранитами, габбро-амфиболитами, гнейсо-гранитами; в междуречье Тарбагатай – Улуг-Шивей – переслаиванием массивных гранитизированных амфиболитов, гнейсо-гранитов и тонкосплоен-

ных двуслюдяных гнейсов с альмандином; в бассейне р. Эми – кварцевыми амфиболитами, альмандиновыми гнейсами и гнейсо-гранитами. Повсеместно среди этих пород развиты мелкие интрузивные тела гранитов, гранит-пегматитов, диоритов, участки интенсивной гранитизации и перекристаллизации с развитием крупнозернистых порфировидных пород. Эти породы продолжаются на север от Сангилена вплоть до р. Каа-хем, где они ранее принимались за интрузивные образования палеозойского возраста. Несмотря на разнообразие в строении и составе пород нижнего комплекса для них повсеместно характерны одни и те же специфические особенности: высокая степень метаморфизма (гранулитовая или амфиболитовая фация), наличие переслаивания амфиболитов и гнейсов, неравномерная гранитизация и перекристаллизация, постепенные переходы от типичных гнейсов к гранитам и габбро-диоритам. По внешнему облику породы этого комплекса аналогичны породам древнейших толщ Восточного Саяна (шутхулайской и ермососохской свит), Карелии (беломорской и карельской серий) и Алдана (йенгрской серии).

Верхний надгнейсовый комплекс повсеместно весьма однообразен и представлен слабометаморфизованными породами. Разрез его имеет трехчленное строение. В основании его располагается карбонатная пачка мощностью 180–250 м, представленная черными тонкоплитчатыми известняками (бассейн рек Тарбагатай, Оруктыг, Чинге-хем, Харлы) или в участках слабого метаморфизма – светлыми известняками и мраморами (бассейн рек Сайлык, Каргы, Баянкол, Эрзин). В низах этой пачки (20–80 м) содержатся мелкие обломки, а местами – крупные плоские глыбы слабовыветрелых нижележащих гнейсов. В отдельных участках (бассейн рек Оруктыг, Харлы, верховья Сайлыка, Эрзина, Бурена) низы карбонатной пачки состоят на 30–70% по объему из таких глыб и представляют собой типичный базальный конгломерат (Капустин, 1975). Карбонатная масса содержит доломит, кварц, брусит, хлорит, лимонитизированные обломки темноцветных минералов, серпентин, тремолит, местами – линзы доломита, обильную примесь дисперсного глинистого и углекислого материала. В этих известняках встречены обильные остатки водорослей вендско-рифейского возраста (Александров и др., 1974).

Кверху карбонатная пачка через переходную зону карбонатно-песчанистых сланцев (4 м) сменяется чрезвычайно однородными, тонкослоистыми и гонкозернистыми черными песчанистыми сланцами и песчаниками общей мощностью 1,5–2 км. В самых низах разреза (до 50 м) этих пород местами содержатся весьма невыдержанные тела метадиабазов (2,5–15 м мощностью). Песчаники и сланцы представлены преимущественно полимиктовыми кварц-полевошпатовыми, двуслюдяными или амфиболовыми разновидностями с неравномерно распределенными ильменитом, силлиманитом, обломочным альмандином, сульфидами, апатитом. Среди них встречены линзы и прослои массивных грубозернистых кварцевых песчаников, силлиманитовых сланцев и мелкообломочных конгломератов. В линзах из-

вестняков среди этих песчаников в бассейне р. Малый Пучук обнаружены остатки нижнекембрийских археоциат (Владимирский и др., 1966).

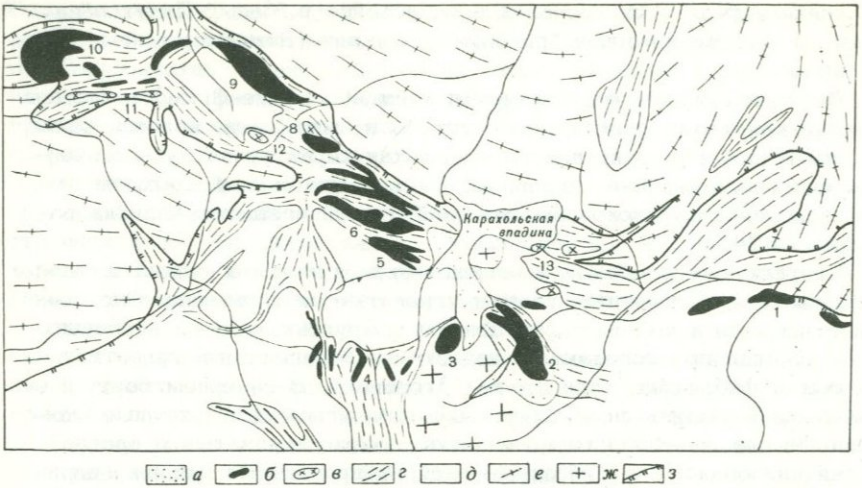
Выше песчаников располагается мощная (свыше 3 км) и весьма монотонная толща светлых известняков и мраморов, которая ранее и отмечалась всеми исследователями как характерная литологическая единица в разрезе Сангилена. Весь надгнейсовый комплекс, вероятно, имеет рифейско-вендско-кембрийский возраст (Александров и др., 1974).

Контакт между обоими комплексами повсеместно резкий и четкий, часто – с заметным резким угловатым несогласием. Оно хорошо заметно в южном борту долины р. Оруктыг и в верховьях р. Бурен, где пологопадающие известняки залегают на гранитизированных амфиболитах, стоящих на "головах". В северном борту Карахольской впадины пологопадающие (под углом 15°) темные тонкоплитчатые известняки перекрывают сложноскладчатые и нацело гранитизированные амфиболовые гнейсы, прорванные телами диоритов. Местами вдоль контакта обоих комплексов развито повторное рассланцевание и угловое несогласие их менее наглядно (верховья р. Сайлык, истоки р. Эрзин). Но во всех случаях отмечается резкая разница в залегании, составе и степени метаморфизма пород обоих комплексов.

Таким образом, в докембрийском разрезе Сангилена следует выделять два разнородных литоструктурных комплекса: нижний гнейсовый и верхний сланцево-известняковый. Гнейсовый комплекс гранитизирован и метаморфизован в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций и, вероятно, является архейским или нижнепротерозойским образованием. Верхний комплекс метаморфизован в условиях зеленосланцевой фации и относится к рифею (или кембро-рифею).

Щелочные породы на северной окраине Сангилена распространены чрезвычайно широко и образуют вытянутый пояс, четко следующий зоне контакта обоих комплексов и прослеженный нами от р. Баянкол на юге до р. Бурен на севере, на протяжении почти 40 км (фиг. 1). На северном и южном флангах этого пояса встречены отдельные щелочные массивы, а в центре его, от устья р. Оттуг-хая до верховий левого истока р. Эрзин, протягивается широкое (3-5 км) жильное поле, на площади которого обнаружены десятки мощных (до 1 км) и протяженных (до 3 км) тел нефелиновых и щелочных сиенитов. Для них чрезвычайно характерна субпластовая форма и они согласно изгибаются вместе со складчатостью вмещающих метаморфических пород. По напряженности и крайней сложности складчатости этот участок не имеет аналогов на Сангилене.

При наличии здесь прекрасной скальной обнаженности с относительными превышениями до 1,5 км хорошо заметна вертикальная зональность в строении щелочных тел. В дне долин они чаще представлены крупными монолитными телами лейкократовых нефелиновых сиенитов. Но по мере прослеживания вверх в них появляются ксенолиты фенитизированных сланцев и кальцифиров. Кверху количест-



Фиг. 1. Схема геологического строения северной окраины Сангилена. Составил Ю.Л. Капустин с использованием материалов А.В. Ильина и Г.П. Александрова

а – четвертичные образования, *б* – массивы нефелиновых и щелочных сиенитов (*1* – Хунчольские, *2* – Баянкольский, *3* – Каракольский, *4* – Верхнесольбердийские, *5* – Тарбагатайский, *6* – Скальный, *7* – Оруктыгский–Кедровый, *8* – Кедровый, *9* – Сайлыкский, *10* – Буренский), *в* – массивы щелочных гранитоидов (*11* – Эрзинские, *12* – Каргинские, *13* – Верхнеэрзинские), *г* и *д* – надгнейсовый комплекс (*г* – конгломерат, песчаники, сланцы, *д* – мраморы и известняки), *е* – гнейсовый комплекс, *ж* – граниты (палеозойские?), *з* – контакт основных литоструктурных комплексов (тектонические нарушения и мелкие интрузии не показаны)

во ксенолитов быстро возрастает, а щелочные породы представлены меланократовыми нефелиновыми сиенитами с андрадитом, волластонитом, кальцитом, обильным апатитом и сфеном или лейкократовыми щелочными сиенитами. На гребнях и водоразделах рек Оруктыг, Харлы, Тарбагатай, Оттуг-хая наиболее широко распространены фениты, а собственно щелочные породы слагают отдельные жилы.

В пределах пояса щелочные породы имеют различный состав и строение. Здесь встречены секущие интрузивные дайки и тела, но в целом преобладают типичные метасоматиты с хорошо прослеживаемыми постепенными переходами к вмещающим фенитизированным породам. Как и на юге Сангилена, в северном щелочном поясе присутствуют ийолиты, ювиты, нефелиновые сиениты, щелочные сиениты и щелочные гранитоиды (табл. 1).

Нефелиновые сиениты в северной части Сангилена резко преобладают над прочими типами щелочных пород. Они образуют шесть крупных массивов и множество мелких тел (2×20–50×200 м). Четко обособлены лишь массивы Баянкол, Тарбагатай, Сайлык, Бу-

рен. В междуречье Оттуг-хая – Эрзин выделяются монолитные массивы Скальный и Оруктыг, но все пространство вокруг них (площадью свыше 5 × 10 км) представляет собой единое жильное поле нефелиновых сиенитов. Ниже кратко рассмотрены основные новые массивы и участки.

Тарбагатайский массив находится в левом борту долины Оттуг-хая и обнажен почти полностью с вертикальным вскрытием до 1,5 км (Капустин, 1974). В дне долин р. Оттуг-хая и ее левых притоков массив монолитен, сложен светлыми среднезернистыми лейкократовыми нефелиновыми сиенитами, слабо трахитоидными или пойкилитовыми. Вверх по бортам долин хорошо заметно изменение строения массива. Нефелиновые сиениты становятся неоднородными, среди них появляются меланократовые участки, обычно содержащие кальцит и обогащенные сфеном и апатитом. Нефелиновые сиениты становятся все более четко трахитоидными. Далее кверху (на западе и востоке, фиг. 2,*а*) появляются ксенолиты измененных вмещающих пород: фенитизированных песчаников и превращенных в кальцифиры известняков.

Постепенно массив теряет свою монолитность и превращается в систему отдельных жильных тел нефелиновых сиенитов разнообразного состава. Преобладают пироксеновые нефелиновые сиениты, но в отдельных участках их содержится до 15% андрадита и 10% волластонита, местами – до 25% кальцита. Отдельные тела их альбитизированы. При детальном изучении строения щелочных пород повсеместно обнаруживаются постепенные переходы их к вмещающим породам. Нефелиновые сиениты, обогащаясь кальцитом, пироксеном, апатитом и графитом, постепенно переходят в кальцифиры с нефелином, альбитом и пироксеном, а последние – в слабо измененные известняки. Те же нефелиновые сиениты через зону безкварцевых пироксеновых сиенитов постепенно переходят в фенитизированные полимиктовые песчаники и сланцы. Во всех случаях трахитоидность в породах развивается вместе с появлением нефелина.

На северном гребне борта долины р. Оттуг-хая количественно преобладают фениты, а нефелиновые сиениты образуют разобщенные жильные тела. Сланцы и песчаники здесь превращены в массивные светлые породы биотит-альбит-микроклинового и амфибол-пироксен-полевошпатового состава; содержание в них темноцветных минералов прямо пропорционально количеству их в первичных фенитизируемых породах. В западной части массива щелочные породы содержат вкрапленность апатита и многочисленные кальцит-биотит-апатитовые жилы мощностью до 5 м (апатита 5–15%). По составу и строению эти жилы близки к карбонатитам. Апатитоносные жилы обнаружены и среди вмещающих известняков, где они обогащены пирротином и пироксеном.

Скальный массив и прилежащее к нему жильное поле. Этот массив встречен в центре обширного жильного поля в правом борту долины р. Оруктыг. Все пространство, вблизи от него к югу от этой реки насыщено многочисленными жилами

Таблица 1

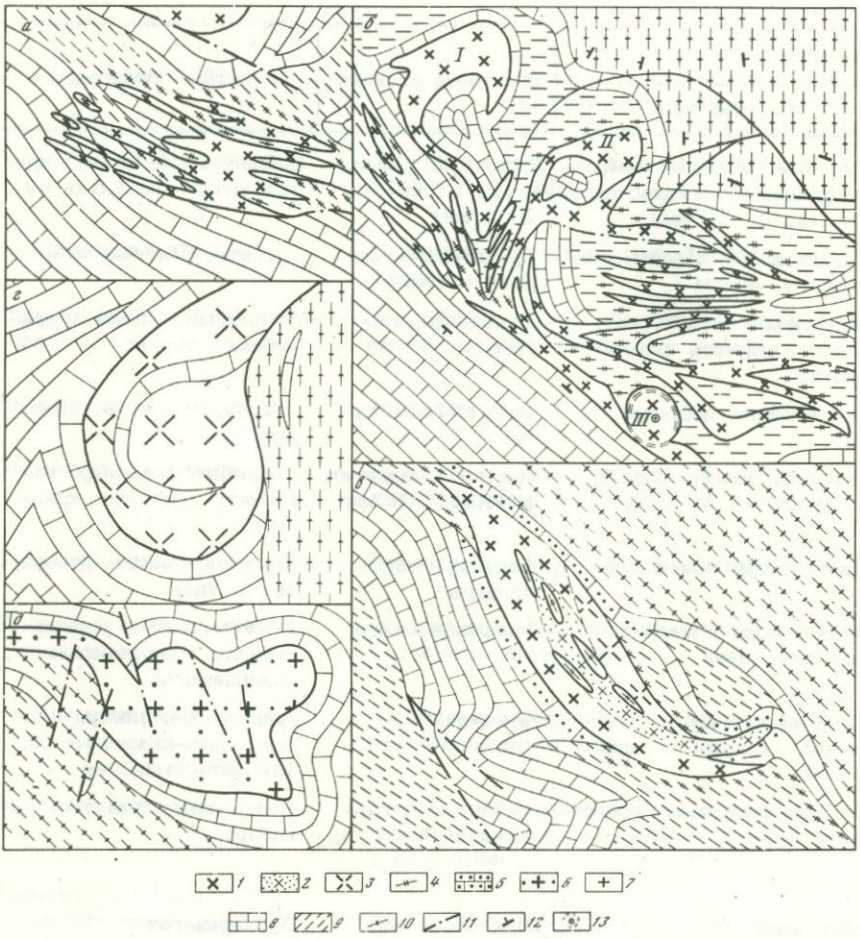
Состав и строение щелочных массивов Сангилена

Характеристика	Нефелиновые
	монолитные массивы
Форма и размеры массивов	Округлые или вытянутые (в плане) штоки (до 5 × 3 км)
Главные типы пород	Трахитоидные нефелиновые сиениты, ийолиты, ювиты
Главные породообразующие минералы	Микроклин, нефелин, гастингсит, геденбергит, альбит, биотит
Второстепенные минералы	Канкринит
Акцессорные минералы	Циркон, ильменит, флюорит, сфен, апатит, эвдиалит, пирохлор, горит, магнетит
Дайковая (жильная) серия	Пегматиты, сиенит-порфиры, аплиты
Приконтактовые изменения	Фенитизация силикатных пород, перекристаллизация известняков
Сопровождающие гидротермалиты	Альбититы, карбонатно-флюоритовые, канкринитовые, цеолитовые
Вмещающие породы	Гнейсы, песчаники, сланцы, известняки, интрузивные породы основного и среднего состава
Примеры массивов:	
юг Сангилена	Коргередаба, Тоскул, Улан-Ургe, Агаш, Пичехоль, Баян-кол
север Сангилена	Харлы, Бурен, Терехоль
Северо-Восточная Тува	Дугду, Суркая, Чавач

щелочных и нефелиновых сиенитов, пронизывающих известняки и песчаники, фенитизированные на большой площади. Ранее описанный Харлинский массив (Яшина, 1962) представлялся в виде изометричного тела диаметром около 1 км, но к востоку и западу от него отходят мощные линейные тела (фиг. 2, II), а к северу (в 300 м) протягивается узкое (менее 80 м), но весьма протяженное (почти

сиениты		Щелочные сиениты	Щелочные гранитоиды
	жильные поля		
Системы линейных межформационных и межпластовых жил (до 5 × 10 км)		Округлые и вытянутые штоки (до 2 × 4 км)	Вытянутые (в плане) крутые штоки (до 1,5 кв. км)
Трахитоидные нефелиновые сиениты, ювиты		Трахитоидные щелочные сиениты	Граниты, граносиениты
Микроклин, геденбергит, альбит, нефелин, кальцит, биотит		Микроклин, гастингсит, биотит	Микроклин, альбит, кварц, рибекит, биотит
Волластонит, андрадит, сфен		Эгирин–геденбергит	Эгирин, слюды, сидерит
Ловенит, апагит, циркон, ильменит		Ловенит, магнетит, флюорит, бетафит	Колумбит, пирохлор, гагаринит, магнетит, криолит,
Твейтозиты, мончикиты		Аплиты, сиенит-порфиры	Кварцевые жилы, флюоритовые жилы
Фенитизация и магматическое замещение		Микроклинизация	Альбитизация и флюоритизация; микроклинизация, окварцевание
Карбонатные жилы с апатитом, цирконом и пирротином		Микроклиниты и альбититы	Альбитовые, флюоритовые, микроклин–кварцевые и флюорит–слюдистые
Гнейсы, песчаники, известняки		Известняки, граниты, габбро	Известняки, граниты, габбро
Чахыртой		Чик, Жин–хем, Кундус	Хурхерен–гол
Сайлык, Скальный, Оруктыг, Тарбагатай, Кедровый		Карахоль	Эрзинская и Карахольская группы
Билинский, Чавач, Аржан		Кадырос	Улугарга, Узункол, Илегтек, Милзей

6 км) тело нефелиновых сиенитов, к западу переходящих в щелочные сиениты. Далее к западу, в скальных гребнях водоразделов рек Харлы, Оруктыг, руч. Кедровый и южных притоков Эрзина на площади более 10 × 7 км метаосадочные породы также пронизаны сериями жил нефелиновых сиенитов. Вмещающие силикатные породы на всей этой герритории фенитизированы.



Фиг. 2. Схемы геологического строения щелочных массивов севера Сангилена. Составил Ю.Л. Капустин

а – Тарбагатайского, *б* – Скального, Оруктыгского и прилежащего поля, *в* – Сайлыкского, *г* – Карахольского, *д* – Эрзинского; *1* – нефелиновые сиениты; *2* – то же, серицитизированные и альбитизированные; *3* – щелочные сиениты; *4* – фениты; *5* – роговики, кальцифиры; *6* – щелочные граниты; *7* – граниты; *8* – известняки, мраморы; *9* – сланцы, песчаники; *10* – гнейсы, амфиболиты; *11* – разрывные нарушения; *12* – элементы залегания; *13* – контуры ранее описанного Харлинского массива

Как и в предыдущих случаях, в дне долин нефелиновые сиениты слагают более мощные и монолитные тела, а на водораздельных гребнях образуют чрезвычайно сложную, дробно ветвящуюся систему жил, в целом уменьшаясь в мощности. На всей площади поля среди щелочных пород преобладают нефелиновые сиениты, представленные четко грахитоидными геденбергитовыми разновидностями с подчиненными количествами гастингсита, андрадита. Нефелина в них 5–25%, обычно около 10%. Часто целые тела нацело альбитизированы, а в верховьях притоков руч. Кедровый встречены также содалитовые сиениты.

На водоразделе Окруктыг – Кедровый тела нефелиновых сиенитов залегают в массивных гранитах и гнейсах. Эти породы при приближении к нефелиновым сиенитам теряют кварц и перекристаллизуются. В них сохраняется первичный биотит, но появляется и эгирин-авгит. Постепенно эти породы переходят в массивные пироксен-биотит-полевошпатовые сиенит-фениты. Вблизи от нефелиновых сиенитов они приобретают грахитоидность, биотит в них исчезает, появляются редкие крупные (до 1 см) пойкилобласты канкринита, а затем – нефелина. По строению и составу они далеко не всегда отличимы от типичных интрузивных нефелиновых сиенитов. Лишь меланократовые диабазы, амфиболиты и сланцы фенитизируются слабо и практически повсеместно сохраняют первичное мелкозернистое строение и меланократовость.

Кедровый массив, расположенный в верховьях руч. Кедровый, включает выходы нефелиновых сиенитов южного борта долины и широкое поле фенитов к северу от него. Нефелиновые сиениты здесь представлены геденбергитовыми грахитоидными разновидностями выдержанного состава.

Большой интерес представляет поле фенитов. В его пределах фенитизации подверглись граниты и гнейсо-граниты с телами метадиабазов. Четкая первичная грубая слоистость этой толщи позволяет детально расчленить фениты, образовавшиеся по породам различного состава. Кроме того, хорошая обнаженность участка с вертикальной амплитудой до 900 м позволяет проследить постепенную смену состава и строения пород с возрастанием степени фенитизации книзу. На водораздельном гребне вмещающие породы представлены чередованием массивных среднезернистых красных кварц-полевошпатовых гнейсо-гранитов с биотитом, амфиболом и диопсидом (в сумме до 25%) и меланократовых амфибол-полевошпатовых пород, развившихся по метадиабазам. Почти на всей площади участка граниты фенитизированы и содержат эгирин-авгит, а количество кварца в них снижается обратно пропорционально количеству пироксена. Появляются также каймы мелкозернистого пироксена вокруг зерен кварца, сегрегации и прожилки обоих минералов.

В дне долины притока руч. Кедровый фениты практически не содержат кварца. Это массивные, местами слаботрахитоидные светло-розовые породы, сложенные микроклин-пертитом (30–60), альби-

Таблица 2

Химический состав пород щелочных массивов севера

Компонент	Нефелиновые					
	Тарбагатай			Сайлык		
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	48,52	47,35	52,88	51,44	55,23	57,36
TiO_2	1,11	0,98	0,76	3,74	1,12	1,25
Al_2O_3	16,49	17,04	17,28	16,56	20,27	20,63
Fe_2O_3	6,36	6,77	3,81	4,39	1,56	1,80
FeO	4,15	4,57	3,21	5,18	1,74	0,93
MnO	0,14	0,15	0,12	0,11	0,12	0,10
MgO	2,53	0,49	0,37	1,46	0,50	0,38
CaO	4,90	5,12	6,78	7,28	1,64	1,07
Na_2O	6,47	6,61	5,69	6,34	10,42	10,54
K_2O	4,70	5,38	5,22	3,81	6,23	6,01
H_2O	2,11	1,76	1,11	0,15	0,80	0,36
P_2O_5	0,25	2,45	0,31	0,58	0,22	0,24
CO_2	1,33	1,09	2,30	-	-	-
Прочие	-	-	-	-	-	-
Сумма	99,06	99,76	99,84	100,33	99,90	100,01
Nb	0,001	0,0012	0,005	0,010	0,012	0,009
Zr	0,010	0,0056	0,011	0,11	0,12	0,09
Be	0,0009			более 0,0020		
Sr	0,17	0,19	0,11	0,29	0,19	0,21
Ba	0,11	0,02	0,04	0,02	0,09	-
Rb	0,011	0,009	0,02	-	0,09	0,08

Аналитик П.Я. Ферштаттер. Ниобий определен М.В. Кухарчик химическим методом; Zr и Be – Л.Г. Логиновой спектральным методом; Sr, Ba и Rb – Г.В. Поповой методом фотометрии пламени (лаборатории ИМГРЭ). Анализы

том (15–25) и эгирин–авгитом (15–35%) с примесью гастингсита, арфведсонита, биотита, магнетита, апатита, кальцита и сфена.

Метабазиты в этом интервале изменены меньше. При фенитизации меланократовость их полностью сохраняется и в них преобладает биогит и амфибол, приобретающий более щелочной состав

Сангилена, вес. %

сиениты		Ийолиты			Щелочные сиениты	
Скальный		Харлы			Караколь	
7	8	9	10	11	12	13
46,37	52,71	45,24	40,12	49,12	62,70	65,08
2,32	1,07	0,18	0,73	0,34	0,27	0,24
16,16	17,02	13,91	19,55	18,14	17,35	17,89
6,74	5,33	2,96	2,40	3,36	0,81	0,74
5,02	4,87	8,59	6,26	2,18	1,89	0,84
0,26	0,19	0,22	0,25	0,27	0,06	0,04
1,77	0,85	3,70	1,82	1,37	1,01	0,81
4,91	4,49	14,28	10,92	9,35	4,73	3,46
6,89	5,70	6,64	9,33	8,36	6,90	5,37
4,73	5,21	2,35	3,24	5,18	3,87	5,11
0,89	0,70	0,60	0,82	0,70	0,26	0,17
1,93	0,38	0,14	0,07	0,31	0,07	0,06
2,10	1,76	1,54	5,08	0,97	-	-
-	-	0,06	-		-	-
99,89	100,28	100,35	100,59	99,65	99,92	99,81
0,009	-	0,004	-	0,011	0,019	0,011
0,06	-	0,011	-	0,007	0,21	0,017
		0,0010	-	0,0012	0,0017	0,0019
0,26	0,13	0,26	0,20	0,20	0,05	0,02
0,01	0,01	0,23	0,17	0,12	0,11	0,06
-	-	-	-	0,03	0,13	0,17

9 и 10 приведены по Р.М. Яшиной (1962), содержание редких элементов – по нашим данным.

(близкий к гастингситу). Плагиоклаз (лабрадор) в них замещается олигоклаз–альбитом (№ 10–12).

Сайлыкский массив – один из крупнейших на Сангилене, представляет собой крутую межформационную залежь в верховьях правого источника р.Сайлык и протягивается от верховий руч.Кедровый к северо–западу почти на 12 км при мощности до 3 км (см. фиг. 2, III).

Таблица 2 (окончание)

Компонент	Фениты и фенитизированные породы					
	Тарбагатай		Скальный	Сайлык		
	14	15	16	17	18	19
SiO_2	60,78	59,12	60,41	62,08	59,15	57,36
TiO_2	0,39	0,30	0,19	0,12	0,40	0,48
Al_2O_3	16,32	16,18	16,00	16,78	16,94	18,38
Fe_2O_3	4,59	3,12	4,80	2,61	3,70	3,57
FeO	3,27	3,16	5,45	4,43	4,15	3,32
MnO	0,09	0,08	0,11	0,12	0,14	0,19
MgO	0,44	0,51	0,39	0,43	0,71	0,54
CaO	3,55	5,15	2,34	1,70	2,45	2,07
Na_2O	5,29	6,04	6,12	4,51	6,00	7,79
K_2O	3,89	5,17	4,02	4,26	4,52	6,81
H_2O	0,57	0,46	0,50	2,14	1,37	-
P_2O_5	0,11	0,08	0,16	0,09	0,11	0,28
CO_2	0,31	1,00	-	-	-	-
Прочие	-	-	-	-	-	-
Сумма	99,60	100,37	100,49	99,28	99,64	99,71
Nb	0,0008	0,001	-	0,0010	0,0043	0,0004
Zr	0,001	0,002	0,004	0,03	0,03	0,07
Be	0,0002	0,0002	0,0004	0,0004	0,0012	более 0,0020
Sr	0,02	0,04	0,02	0,04	0,04	0,09
Ba	0,01	0,04	-	-	0,02	0,02
Rb	0,002	0,001	-	-	-	0,019

Массив неоднороден по внутреннему строению. Западная половина его сложена нефелиновыми сиенитами, слаботрахитоидными или массивными. К востоку (в южной половине) они теряют нефелин и трахитоидность и постепенно переходят в белые, а затем – массивные розовые сиениты и далее к востоку – в розовые фениты. Этот переход настолько постепенный, что провести контант между породами массива и вмещающими фенитизированными песчаниками не удается. Состав пород этого, наиболее детально изученного массива, также меняется весьма постепенно (табл. 2).

Мраморы, окаймляющие массив с запада, слабо перекристаллизованы и осветлены, а песчаники перекристаллизованы и альбитизированы в зоне до 20 м от контакта с сохранением первичной слоистости и зернистости. Вдоль восточного контакта вмещающие породы изменены значительно сильнее. Щелочные породы здесь отделены от гнейсов пачкой тонкоплитчатых известняков и полимиктовых песчаников, содержащих пластовые тела диабазов. Гнейсы и известняки практически не несут следов изменения, но песчаники фенитизированы почти по всей мощности, особенно в южной части массива. По мере приближения к массиву эти породы осветляются, теряют слоистость, содержание кварца в них быстро уменьшается и они превращаются в светло-розовые массивные сиенитоподобные фениты. Во внешней зоне их содержится биотит, а при приближении к контакту массива он сменяется эгирин-авгит-геденбергитом. В зоне 200-250 м от контакта в фенитах развивается флюидальность, а затем таблицы полевых шпатов увеличиваются в размерах и приобретают план-параллельную ориентировку. Поблизости от массива фениты белого цвета, трахитоидные, местами содержат до 10% нефелина. От типичных нефелиновых сиенитов центральной части массива они отличаются большей лейкократовостью и развитием призматических пойкилобластов пироксена.

Непосредственный контакт фенитов с нефелиновыми сиенитами провести не удается; переход между ними весьма постепенный. При фенитизации в первую очередь изменяются лейкократовые породы (песчаники и слюдяно-кварцевые сланцы), а метадиабазы сохраняются. В южной половине массива и особенно в гребнях и на водоразделе в районе перевала между руч. Кедровый и р. Сайлык среди нефелиновых сиенитов и фенитов встречены многочисленные реликты диабазов (мощностью до 15 м, протяженностью до 150 м), сохранившие не только первичный состав, но и первичное залегание.

Буренский массив. Выходы нефелиновых сиенитов к северу от верховий р. Бурен отметил В.С. Кудрин. Нами оконтурен здесь массив (площадью свыше 6 × 7 км), залегающий в зоне среди гнейсов, известняков и песчаников и приуроченный к участку резкого изгиба структуры (см. фиг. 1). С запада он контактирует с известняками, а на востоке разветвляется в систему выклинивающихся жил, залегающих в песчаниках. Узкое тело нефелиновых сиенитов с перерывами прослеживается к востоку до р. Сайлык (почти на 4 км). На востоке, в долине р.Сайлык встречены небольшое тело нефелиновых сиенитов и участки фенитизации, а еще далее к востоку расположен Сайлыкский массив.

Буренский массив – овальное тело с крутыми контактами, падающими под массив, сложен массивными лейко- и мезократовыми нефелиновыми сиенитами, содержащими 10-30% нефелина. Строение и состав пород не выдержаны. В восточной части, на водораздельном гребне между р. Бурен и притоками р. Сайлык среди нефелиновых сиенитов отмечены многочисленные ксенолиты пироксенизированных и нефелинизированных метадиабазов.

Мелкие тела нефелиновых сиенитов к востоку от массива интенсивно альбитизированы, канкринитизированы и серицитизированы. Фениты, окружающие массив, представлены массивными сиенитоподобными породами с пироксеном и биотитом. На северо-востоке от массива они также альбитизированы.

Карахольский массив – наиболее характерный представитель щелочных сиенитов, расположен в верховьях р. Тарбагатай (см. фиг. 1), представляет собой округлый конический шток с крутыми контактами, падающими под массив. Он достигает 3 км в поперечнике и сложен четко трахитоидными белыми щелочными сиенитами с авгит-диопсидом. От окружающих его гнейсов и песчаников массив отделен плитчатыми известняками, совершенно не измененными у его контактов. Лишь в зоне 5–10 см вдоль контакта в них отмечена редкая вкрапленность диопсида и местами альбита. Концентрическая трахитоидность в массиве четко повторяет его внешние очертания. Сиениты содержат ксенолит известняков дугообразной формы, изогнутый параллельно внешним контактам массива. Строение массива и состав его пород выдержаны исключительно хорошо. На всей площади сиениты включают рассеянную вкрапленность акцессорного ловенита.

Массивы щелочных гранитоидов. На рассматриваемой площади ранее были известны три мелких (до 1 км) массива щелочных гранитоидов (их изучали В.С. Кудрин, С.П. Гаврилов и В.Г. Хрюкин). Нами обнаружен еще ряд аналогичных тел в верховьях восточного истока р. Эрзин, в верховьях руч. Кедровый в юго-восточном углу Карахольской котловины и в бассейне левых притоков р. Каргы, ниже устья р. Баянкол (см. фиг. 1). Все эти массивы однотипны по морфологии, имеют резкие контакты и образуют вытянутые в плане субвертикальные штоки синтектонического облика. Они сложены биотитовыми и рибекитовыми гранитами с развитием сети тонких прожилков с акцессорной мелкочашуйчатой вкрапленностью поздних литиевых слюд. Массивы неравномерно альбитизированы по всей площади (Эрзинская группа) или вдоль одного из контактов (Кедровый, Каргинские) и содержат рассеянную акцессорную минерализацию (циркон, пирохлор, колумбит, флюорит, галенит, молибденит и другие минералы), чаще в альбитизированных участках. Структура альбитизированных гранитоидов порфиробластовая. Крупные пойкилокристаллы кварца и рибекита с включениями зерен альбита обтекаются более мелкозернистой массой мелкотаблитчатого альбита.

Гранитоиды этого типа сопровождаются зонами флюоритизации и флюоритовыми жилами полосчато-фестончатой текстуры, обычно содержащими полевые шпаты и акцессорную бериллиевую минерализацию.

Редкометальные проявления в связи с щелочными массивами. Щелочные массивы северной окраины Сангилена сопровождаются редкометальной минерализацией. Щелочные сиениты содержат рассеянную вкрапленность ловенита и редкие зерна акцес-

сорных пирохлора, циркона. Нефелиновые сиениты не содержат скоплений редкометальных минералов. В этих породах постоянно рассеяны акцессорные минералы[1]: циркон, ильменит, сфен, часто – ловенит, мизерит, пирохлор, в единичных случаях – катаплеит и эвдиалит (Скальный), но содержание их ничтожно. Вкрапленность циркона и пирохлора отмечается в альбититах и альбитизированных участках фенитов.

Альбититы обычно сложены сахаровидным альбитом и содержат флюорит, биотит и пироксен. Состав их зависит от первичного состава породы, по которой развивался альбитит, и часто в них сохраняется реликтовая слоистость замещаемых песчаников с чередованием чисто альбитовых и пироксен (биотит)-альбитовых прослоев. Альбититы представляют собой многостадийные пневматолит-гидротермальные образования, развивающиеся в несколько стадий и содержащие до четырех минеральных ассоциаций. Наиболее ранняя ассоциация – альбит, биотит и пироксен, а также акцессорные – пирохлор, циркон, магнетит, ильменит, ловенит. На последующей стадии в породе развивается фиолетовый флюорит, сопровождаемый щелочным амфиболом, акцессорными мелинофаном, велеритом, торитом, бритолитом и молибденитом. На заключительной стадии образуются карбонатные прожилки, сложенные кальцитом, марганцовистым доломитом, реже – сидеритом и содержащие сульфиды – пирит, галенит, тонкочашуйчатый молибденит (две генерации), реже – клейофан, тетраэдрит и висмутин[2].

В карбонатных прожилках часто присутствуют акцессорные бастнезит, паризит и синхизит, а в пустотах – друзы мелких кристаллов барита, кварца, стронцианита, рутила и сульфидов. В альбитизированных фенитах можно выделить также образования всех этих стадий, но здесь резко преобладают наиболее ранние минералы, а из акцессорных встречаются сфен, ильменит, флюорит, гадолинит, циркон, пирохлор и чевкинит. Максимально содержание акцессориев в апогранитовых фенитах и минимально – в фенитизированных меланократовых породах.

Комплекс флюорит-карбонатных и полевошпат-карбонатных жил, часто встречающихся в фенитах, – второй тип редкометальноносных образований. В этих жилах постоянно присутствуют акцессорные циркон, ильменит, молибденит и бритолит, а также более поздние сульфиды. Реже встречается пирохлор. В единичных жилах, залегающих среди известняков и карбонатнопесчанистых сланцев, встречена акцессорная редкометальная минерализация – лейкофан, аминовит, бериллийсодержащий везувиан, пирохлор, ловенит, бритолит, гатчеттолит, ильменит, галенит и единичные зерна эвклаза.

---

[1] Все рассмотренные в работе акцессорные минералы содержатся в породах в незначительных количествах (менее 0,01%).

[2] Все минералы, упоминаемые в работе, диагностированы рентгенографическим, оптическим и спектрально-количественным методами.

В щелочных гранитоидах отмечаются акцессорные минералы. При изучении новых, обнаруженных нами массивов в пределах северной окраины Сангилена подтверждена ранее известная закономерность: в гранитоидах, слабо измененных метасоматическими процессами (альбитизация, ослюденение), содержание акцессорных минералов незначительно, а в альбитизированных участках и в участках с прожилками литиевых слюд оно возрастает. Щелочные гранитоиды представляют собой сложное, многостадийное образование. Наиболее ранние породы в них – биотитовые и эгирин-рибекитовые – часто содержат свыше 20% темноцветных минералов (рибекита – до 35%), считаются гранитами и по цветному индексу скорее отвечают диоритам, но они богаты кварцем (20–40), альбитом (55–60) и микроклином (20–30%).

Наиболее ранние акцессории в гранитоидах – циркон и редкоземельный пирохлор (TR_2O_3 до 18%). При массовой альбитизации пирохлор колумбитизируется, а при развитии литиевых слюд (циннвальдита, протолитионита) появляется вкрапленность мелких кристаллов колумбита (2-я генерация) с повышенным содержанием тантала (до 15% Ta_2O_5). Вместе с колумбитом присутствуют акцессорные циркон (2 и 3-я генерации), гагаринит, флюорит; иногда встречаются лопарит и эвксенит.

В гранитоидах широко, но неравномерно развита сеть наиболее поздних карбонатных прожилков. Они сложены сидеритом с примесью кальцита, сульфидов (галенита, пирита), хлорита, щелочного амфибола и акцессорных паризита, бастнезита и рутила. В таких участках ранние ниобаты хорошо сохраняются, но литиевые слюды исчезают.

В связи с массивами щелочных гранитоидов иногда встречаются флюоритовые проявления. Одно из них, изученное нами, представлено сериями линейных субвертикальных или прихотливо изгибающихся жил в известняках. Эти жилы удалены от массива не более, чем на 100 м и перемежаются с участками интенсивной флюоритизации известняков. В зонах флюоритизации образуются тонкополосчатые кальцит-доломит-флюоритовые породы, полосчатость которых отвечает направлению слоистости известняков. Кроме флюорита, здесь присутствуют альбит, хлорит, карбонаты, микроклин и редкие мелкие зерна акцессорных бериллиевых минералов. Флюоритовые жилы более однородны по сравнению, но также содержат до 40% полевых шпатов. Последние сопровождаются вкрапленностью акцессорных эвклаза, бертрандита, иногда хризоберилла. Среднее содержание флюорита в жилах 70%. Жилы имеют полосчатое строение с чередованием полос флюорита и силикатов.

Рассмотренные щелочные породы в целом характеризуются относительно невысокими содержаниями редких элементов, резко уступая агпаитовым нефелиновым сиенитам (см. табл. 2). По характеру минеральных ассоциаций щелочные породы Тувы близки к миаскитам или к промежуточной группе между миаскитами и агпаитовыми породами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. На северной окраине Сангилена изучен новый щелочной пояс, в пределах которого установлены щелочные массивы трех групп: нефелиновых сиенитов, щелочных сиенитов и щелочных гранитоидов. Этот пояс четко приурочен к зоне контакта основных литоструктурных комплексов Сангилена: нижнего гнейсового (архей?) и верхнего лесчано-сланцево-известнякового (рифей – нижний кембрий). Нефелиновые и щелочные сиениты представлены геденбергитовыми или гастингситовыми разновидностями с четко трахитоидной структурой, а граниты – биотит-рибекитовыми с развитием поздних литиевых слюд.

2. В изучавшихся массивах нефелиновых сиенитов отмечена вертикальная зональность. На нижнем гипсометрическом уровне нефелиновые сиениты массивные, лейкократовые, равномернозернистые, сложены микроклин-пертитом, альбитом, нефелином, геденбергитом и гастингситом. В водораздельных участках преобладают линейные жилы нефелиновых сиенитов относительно меланократового состава, часто с гранатом, волластонитом и кальцитом, встречаются отдельные ксенолиты и реликты мраморов и фенитизированных сланцев, что свидетельствует об активной ассимиляции сиенитами этих пород.

3. Во всех массивах широко развита приконтактовая фенитизация вмещающих силикатных пород с преимущественным изменением лейкократовых пород (песчаников, гнейсов, гранитов) и сохранностью меланократовых диабазов. Отмеченные случаи постепенных переходов от вмещающих пород к нефелиновым сиенитам с сохранением реликтовых текстур и первичной слоистости указывают на метасоматическое развитие щелочных пород по вмещающим метаосадочным толщам.

4. Со щелочными массивами связаны редкометальные проявления нескольких типов, среди которых преобладают альбититы и флюоритовые жилы. Первые содержат акцессорные ниобаты, а последние – преимущественно акцессорную бериллиевую минерализацию, в которой постоянно присутствует циркон.

ЛИТЕРАТУРА

Александров Г.П., Журавлева З.А., Степанова М.В. Новые данные о позднепротерозойских и раннекембрийских отложениях Сангилена. – Материалы по геологии Тувинской АССР, вып. 3. Кызыл, Тувинское книжное изд-во, 1974.

Владимирский Г.М., Волков В.В., Журавлева И.Т. О находке остатков археоциат в "протерозое" Юго-Восточной Тувы. – ДАН СССР, 1966, 171, № 6.

Геология СССР, т. 29. Тувинская АССР, ч. 1 М., "Недра", 1966.

Капустин Ю.Л. Новый апатитоносный щелочной массив на Сангилене. – ДАН СССР, 1974, 218, № 2.

Капустин Ю.Л. Новые данные о характере контакта гнейсовой и карбонатной частей разреза докембрия Сангилена. – Геология и геофизика, 1975, № 4.

Кононова В.А. Первично-расслоенная Баянкольская интрузия геденбергитовых нефелиновых сиенитов. – Труды ИГЕМ, 1962, вып. 76.
Махин Г.В., Павленко А.С. Среднепалеозойский (сангиленский) щелочной интрузивный комплекс. – В кн.: Геология СССР, т. 29, ч. 1. М., "Недра", 1966.
Яшина Р.М. Щелочные породы Юго-Восточной Тувы. – Изв. АН СССР, Геол., 1957, № 5.
Яшина Р.М. Харлинский концентрически зональный щелочной массив и условия его образования. – Труды ИГЕМ, вып. 76, 1962.
Яшина Р.М. О контактово-реакционном взаимодействии нефелиновых сиенитов с ксенолитом доломитосодержащих мраморов (на примере Аруктинского щелочного массива Юго-Восточной Тувы). – В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М., Изд-во АН СССР, 1963.
Яшина Р.М., Борисевич И.В. Абсолютный возраст щелочных пород Юго-Восточной Тувы. – В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М., "Наука", 1966.

Е. М. Еськова

КЛАССИФИКАЦИЯ ЩЕЛОЧНЫХ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ УРАЛА

В настоящее время на Урале известно 10 полей развития щелочных метасоматитов, большинство которых локализовано в положительных структурах уральской геосинклинальной области: Центрально-Уральском (Западно-Уральское и Полярно-Уральские поля) и Восточно-Уральском (Вишневогорское, Потанинское Увильдинское, Ильменогорское, Борсуксайское поля) поднятиях. В пределах поднятий поля приурочены к четырем типам структур: 1) поперечным глыбам-блокам с утолщенной корой: Северо-Уральскому, Магнитогорскому и Мугоджарскому; 2) выступам архейских и протерозойских глубоко метаморфизованных и гранитизированных пород основания: Тарташскому, Собскому на западном склоне, Ильменогорско-Сысертскому и Мугоджаро-Кайрактинскому – на восточном; 3) крупным мегантиклинориям: Башкирскому, Харбейскому, Ильменогорско-Сысетскому и Восточно-Мугоджарскому, а внутри последних – в основном к антиклиналям более низких порядков; 4) участкам пересечения субмеридиональных глубинных разломов с субширотными (Огаринов, 1974) разрывными структурами, возможно доуральского заложения.

Проявления щелочного метасоматоза связаны с заключительными этапами двух тектоно-магматических циклов: каледонского (390-420 млн. лет) и герцинского (250-350 млн. лет). Представители более ранних метасоматитов – образования Западно-Уральского поля, более поздних – восточноуральские и полярноуральские.

Совокупность геологических, минералогических, петрохимических и геохимических данных по уральским метасоматитам позволяет

выделить среди них три формации[1]: щелочно-базитовую, миаскитовую и щелочно-гранитную (табл. 1). В формациях в зависимости от состава первичных замещаемых пород различаются шесть субформаций: в щелочно-базитовой – апотрахиандезито-базальтовая, апосланцевая, апоглинисто-карбонатная, в щелочно-гранитной – апогранитоидная, апосланцевая, в миаскитовой – апомиаскитовая и апофенитовая. Все субформации метасоматитов представлены различными сочетаниями пяти групп метасоматических фаций, соответствующих последовательности развития метасоматических процессов: 1) перекристаллизация и щелочная базификация, 2) микроклинизация, 3) альбитизация, 4) кислотное выщелачивание (окварцевание, флюоритизация, кальцитизация), 5) цеолитизация и поздняя микроклинизация.

Щелочно-базитовая формация. Метасоматиты данной формации представлены Западно-Уральским полем меланократовых фельдшпатитов и мезократовыми породами зон карбонатизации миаскитового пояса Урала.

Западноуральские метасоматиты локализованы в тектонической зоне северо-западного простирания, находящейся в участке сочленения Башкирского и Центрально-Уральского поднятий Южного Урала (Петрова, 1963; Лисицин, Таланцев, 1965). Они развиты по эффузивно-осадочной толще, слагающей небольшой тектонически-нарушенный блок вулканического аппарата, примыкающий к почти вертикальной жерловине раннекаледонского субщелочного трахиандезито-базальтового вулкана (385–420 млн. лет). Большое разнообразие метасоматических пород определяется характером первичного (замещаемого) субстрата (апоэффузивно-обломочные, апоглинисто-карбонатные и апосланцевые субформации метасоматитов), последовательностью развития метасоматических процессов (щелочная базификация → микроклинизация → альбитизация → окварцевание + флюоритизация + карбонатизация → поздняя микроклинизация → содалитизация + + конкринитизация + цеолитизация) и разной полнотой их проявления (Еськова, Ефимов, 1975; Еськова, 1976).

Апоэффузивно-обломочные трахиандезито-базальтовые метасоматиты слагают центральную часть тела метасоматитов и ряд мелких пластовых тел на его флангах. Типоморфными особенностями для них служат: 1) наличие реликтовых участков слабо измененных первичных пород; 2) широкое распространение реликтовых зерен бурой керсутитовой роговой обманки из трахиандезито-базальтовых эффузивов; 3) постоянно присутствующий текстурный рисунок туфов, туфолав (неравномерно пятнистый, очковый, брекчиевый, узловатый и кавернозный) с нечетко выраженной полосчатостью; 4) невыдержанность состава (особенно на начальных стадиях изменения), линзо-

---

[1] Названия метасоматических формаций (в понимании Б.И.Омельяненко (1975)) приняты в соответствии с названиями щелочных формаций магматических комплексов.

Таблица 1

Генетическая классификация метасоматитов Урала

Формация	Субформация	Главные фации метасоматических пород	Характерные акцессорные минералы	Петрохимические особенности среднего состава формаций, ат. %			
				ΣFe + Mg	K + Na	Al	Si
1	2	3	4	5	6	7	8
Щелочно-базитовая (аглаитовая, раннепалеозойская, 390-420 млн. лет)	Меланократовые фельдшпатиты (апотрахиандезито-базальтовые, апосланцевые, апоглинисто-карбонатные)	Раннещелочные мафититы – слюдиты (сидерофиллитовые), эгиринициты, амфиболититы (гастингситовые)	Сфен, апатит, магнетит	15	16	17	52
		Микроклиниты (сидерофиллитовые, эгирин-сидерофиллитовые)	Ильменит, ильменорутил I, циркон				
		Альбититы (Fe-флогопитовые, эгириновые, рибекитовые)	Рамзаит, ильменорутил II, Nb-эшинит, уран-пирохлор, циртолит, полилитионит, барилит, стронцианит				
		цидититы-флюорититы, идерофиллитовые кальцититы, гематит-анкеритовые карбонатиты, флогопитовые и Mg-рибекит-асбестовые кварцититы	Монацит, бастнезит, пандаит, баотит, мусковит, барит, доломит-анкерит, сульфиды Fe, Zn, Pb, Mo				

		Позднещелочные метасоматиты – канкринитовые, позднесодалитовые эгиринитовые, гематитовые, Mg-рибекит-гематитовые поздние микроклиниты, гематититы	Na-давин, синий содалит, анальцим, натролит, кальцит, анкерит, колумбит, Nb – рутил, ортит, бритолит, гентгельвин				
		Прожилки выполнения- флюоритовые, карбонатные, цеолитовые и кварцевые	Родохрозит, нейборит, бербанкит, анкилит, астрофиллит, серицит, хлориты, сульфиды Fe, Zn, Pb				
Щелочно-базальтоидная (плюмазитовая, позднепалеозойская, 225–250 млн.лет)	Мезократовые кальцититы (апомиаскитовые, апофенитовые)	Перекристаллизованные миаскиты и фенит-пегматоидные лепидомелан-кальцитовые, гастингсит-кальцитовые и эгирин-кальцитовые фельдшпатиты	Сфен, ильменит, магнетит, апатит, циркон, рутил	20	15	20	45*
		Раннещелочные мафититы – слюдиты (лепидомелановые), эгиринититы (эгирин-диопсидовые), амфиболититы (гастингситовые, Mg-гастингситовые)	Сфен, магнетит, апатит, циркон, сульфиды Fe				
		Кальцититы (массивные, брекчиевые; лепидомелановые, Al-арфведсонитовые, Mg-арфведсонитовые, эгириновые, рибекитовые)	Ильменит, апатит, пирохлор, уран-пирохлор, ортит, сульфиды Fe				

*Без карбонатной составляющей в пересчете на 100%.

Таблица 1 (окончание)

Массив, район	Ловозерский			Бурпала, Северное Прибайкалье	о-в Возрождения, Атлантический океан	Канада	Кипава	Синтетический
	г. Вавнбед	г. Киткнюн	г. Пьялким-порр					
SiO_2	55,76	55,20	55,84	55,78	55,57	55,10*	55,67	–
TiO_2	–	0,00	Не обн.	0,52	–	–	–	–
Al_2O_3	0,20	0,00	0,41	1,37	–	–	–	–
Fe_2O_3	0,10	0,18	0,57	0,16	–	–	0,60	–
FeO	–	–	–	–	–	0,10	–	–
MgO	0,06	Сл.	0,18	–	0,23	0,10	–	–
CaO	0,49	0,80	1,21	2,27	0,41	–	0,50	–
Na_2O	14,03	12,84	13,60	12,21	14,38	14,60	14,07	–
K_2O	0,68	0,24	0,51	–	0,15	–	–	–
Nb_2O_5	0,33	–	–	–	–	–	–	–
ZrO_2	28,11	28,68	27,64	26,67	28,14	30,40	29,40	–
H_2O^-	0,41	0,10	Не обн.	0,32	–	–	–	–
H_2O^+	0,20	1,50	0,23	0,54	–	–	–	–
Сумма	100,29	99,54	100,19	99,62	99,99	100,30	100,24	–
Аналитик	М.Е. Казакова		Г.А. Черепивская	Т.И. Столярова	J.H. Scoon	–*	М.Е. Казакова	–

		Альбититы (лепидомелановые, арфведсонит-рибекитовые, эгириновые, либенеритовые)	Циркон, пирохлор, эшинит, ильменорутил, монацит, бастнезит-ортитовые овоиды, чевкинит				
		Прожилки выполнения - кальцитовые, кварц-кальцитовые, флюоритовые, баритовые, натролит-канкринитовые, натролит-анальцимовые, натролит-мусковитовые, арфведсонит-карцевые, крокидолит-асбест-кварцевые, кварцевые	Анальцим, содалит, анкерит, биотит, гастингсит, ортит, Nb -эшинит, чевкинит, колумбит, бритолит, ферсмит, гидроокислы Al, сульфиды Fe, Zn, Pb, Mo				
Щелочно-гранитная (плюмазитовая; позднепалеозойская, 300-355 млн.лет)	Лейкократовые фельдшпатиты (апогранитоидные, апосланцевые)	Фельдшпатизированные первичные породы и слюдиты	Фенгит, сфен, эпидот	2	13	15	70
		Микролиновые альбититы	Фенгит, ферримусковит, кварц, малакон, фергусонит (ранний)				
		Кварц-слюдяные (эгириновые и рибекитовые) альбититы	Фенгит-ферримусковит, цирголит, гематит, фергусонит (поздний), плюмбопирохлор, самарскит				
		Флюоритовые и флюорит-кварцевые альбититы	Мусковит-циннвальдит, кассиterит, колумбит, торит				
		Прожилки выполнения карбонат-хлорит-кварцевые	Доломит-анкерит, кальцит, халцедоновидный кварц, тюрингит-стильпномелан, ортит, чевкинит, фторкарбонаты TR, сульфиды Fe, Zn, Pb, Mo, шеелит, вольфрамит				

вое распределение всех метасоматических фаций с причудливыми очертаниями тел и переходами одной фации в другую; 5) преобладающее развитие мезо- и лейкократовых сидерофиллит-(флогопит)-полевошпатовых (15-20% слюды) метасоматитов с широким распространением рибекит-альбитовых и гематит-микроклиновых поздних фаций; 6) широкое развитие карбонатизации и подчиненное окварцевание с локализацией самостоятельных фаций гематит-анкерит-кальцитовых карбонатитов; 7) гематит-кальцитовый и гематит-кальцит-кварцевый состав прожилков выполнения; 8) эшинит-колумбитовый и гематитовый типы минерализации.

Апоглинисто-карбонатные метасоматиты слагают висячий бок тела метасоматитов. Они имеют пластовую форму и те же элементы залегания, что и у неизмененных протерозойских пород бакальской свиты, в них присутствуют реликты карбонатных (неизмененных и слабозамещенных) пород с массивными, звездчатыми, слоистыми текстурами, преобладает развитие наиболее ранних меланократовых пироксеновых фаций: эгиринитов и эгирин-полевошпатовых метасоматитов. Им также свойственна большая интенсивность проявления процессов кислотного выщелачивания (флюоритизация, карбонатизация) и поздних щелочных процессов (содалитизация, канкринитизация и цеолитизация) с образованием самостоятельных метасоматических фаций и разнообразие прожилковой серии (флюоритовой, кальцитовой, содалит-канкринитовой), пирохлор-пандаитовый и флюоритовый типы минерализации.

Апосланцевые метасоматиты слагают зону лежачего бока тела метасоматитов. Характерные особенности их: прекрасно выраженная сланцеватая текстура с плитчатой отдельностью; тонкополосчатое строение, свойственное осадочным толщам; наличие реликтов этих пород (сланцев, песчаников); преобладание меланократовых феррофлогопитовых и сидерофиллитовых разностей (слюдиты и биотит-полевошпатовые метасоматиты с незначительным развитием более поздних эгириновых и рибекитовых типов пород); широкое развитие окварцевания с локальной гематитизацией, прожилков выполнения (с сульфидами и рибекит-асбестом), кальцит-кварцевый, кварцевый состав, а также эшинит-ильменорутиловый и молибденитовый типы минерализации.

Миаскитовый пояс Вишневых-Ильменских гор по масштабам проявления карбонатных и силикатно-карбонатных метасоматических пород не имеет себе равных среди нефелин-сиенитовой (миаскитовой) формации и может быть сопоставим только с щелочно-ультраосновной (карбонатитовой) формацией. Различаются ранний и поздний этапы стадии карбонатизации: ранний - формирование метасоматических силикатно-кальцитовых зон сложного строения, поздний - образование кальцитовых, анкерит-кальцитовых, доломитовых и кварц-кальцитовых прожилков (Еськова и др., 1964).

В спокойной геолого-тектонической обстановке (в осевых частях миаскитовых массивов) по системе субмеридиональных нарушений

развиваются зоны, сложенные в экзоконтактовых и апикальных частях перекристаллизованными и базифицированными (пегматоидными биотит-, реже - пироксен- или амфибол-полевошпатитами, слюдитами и др.) миаскитами, реже - фенитами, а в центральных частях - крупно- и среднезернистыми биотит- (пироксен- или амфибол)-кальцитовыми породами переменного состава и кальцититами. В приконтактовых участках миаскитовых массивов и в надвиговых нарушениях, сопровождающихся интенсивным дроблением, брекчированием и милонитизацией, широко распространены своеобразные брекчиевые и милонитовые карбонатные породы, сложенные корродированными обломками миаскитов, фенитов, щелочных пегматитов и альбититов, сцементированные биотит-кальцитовым, реже - пироксен-кальцитовым или амфибол-кальцитовым мелкозернистым агрегатом.

Прожилковая карбонатная серия сечет породы раннего этапа. Типоморфной акцессорной минерализацией для нее является редкоземельная, для зон карбонатизации - пирохлор-апатитовая. Апофенитовые карбонатные породы в отличие от апомиаскитовых имеют пироксен-кальцитовый состав в зонах карбонатизации и кварц-кальцитовый с примесью железистых карбонатов - в прожилках выполнения. Акцессорная редкометальная минерализация этих пород весьма разнообразна (см. табл. 1).

Эмпирические закономерности строения зон карбонатизации, характер вертикальной зональности и особенности распределения типоморфных элементов-примесей указывают на вскрытие эрозионным срезом самых верхних частей идеализированной колонки процесса карбонатизации, сложенных меланократовыми породами фронтальных зон, и возможность обнаружения на глубине в бо́льших масштабах более лейкократовых (кальцитовых) тыловых зон.

Западноуральские метасоматиты щелочно-базитовой формации отличаются максимальной для уральских метасоматитов суммарной обогащенностью железом и магнием (табл. 2), натрием и калием, наиболее высокими относительными концентрациями натрия и магния по отношению к калию и железу, самым низким коэффициентом железистости, но высокой степенью окисленности железа, повышенными содержаниями подкоровых (Nb, Ta, Zr, TR, V, Cr, Ni, Co) и коровых (Li, Be, Rb, Mo, Sn, Pb, Zn) элементов (табл. 3). Подавляющее большинство западноуральских метасоматических пород этой формации имеют агпаитовый характер: средний коэффициент агпаитности их 1,08, в отдельных типах пород до 2,16-2,43. Неагпаитовые породы образуются здесь на заключительных этапах щелочного метасоматоза - при развитии процессов кислотного выщелачивания либо в случае образования ранних типов слабощелочных апосланцевых метасоматитов. Типична для них также средняя глиноземистость (Al 16,6 ат. %) и широкие пределы колебания средних значений суммарной щелочности (K + Na = 10-25 ат. %) с развитием чисто калиевых и натриевых фаций. Выделяются слабощелочные (апосланцевые (K+Na 12,3 ат. %), среднещелочные (апотрахиандезито-ба-

Таблица 2

Средние петрохимические характеристики трех формаций щелочных метасоматитов Урала*

Формация метасоматитов	Петрохимическая серия (подсерия) пород	Fe + Mg	K + Na	Al	$Fe^{2+}Fe^{3+}/Mg$
Щелочно-базитовая	Высокомагнезиально-железистая (агпаитовая)	14,0 0,9–30,1	16,5 4,6–26,4	16,6 7,2–27,5	2,5 0,2–51,0
	Высокомагнезиально-железистая (плюмазитовая)	11,4 5,8–21,7	10,5 4,0–12,0	12,2 8,5–17,7	1,9 1,2–4,1
Миаскитовая	Низкомагнезиально-железистая (плюмазитовая)	2,7 0,1–9,0	19,8 13,5–26,2	23,5 16,9–31,5	6,0 0,6–26,7
Щелочно-гранитная	Низкомагнезиально-железистая (плюмазитовая)	2,1 1,1–4,3	12,5 6,5–16,6	15,1 11,7–16,6	3,0 0,5–11,0

*В числителе – средние содержания (ат. %) или их отношения, в знаменателе – пределы колебаний этих значений.

Таблица 2 (окончание)

Формация метасоматитов	$Mg/Fe^{2+}+Mg$	$Fe^{3+}/Fe^{2+}+Fe^{3+}$	Na + K/Al	Na/K	Si/Al	Примеры
Щелочно-базальтоидная (щелочно-ультраосновная?)	0,63 0,19–1,0	0,72 0,02–0,98	1,08 0,23–2,16	6,05 0,1–76,5	3,6 1,3–9,4	Западноуральские апоэффузивные, апосланцевые и апоглинисто-карбонатные метасоматиты (34 анализа)
	0,50 0,24–1,0	0,40 0,17–1,0	0,80 0,48–1,05	1,3 0,5–2,4	2,4 1,4–2,9	Апомиаскитовые слюдит-кальцититовые породы (24 анализа)
Миаскитовая	0,33 0,05–1,0	0,51 0,07–1,0	0,84 0,62–1,14	2,8 1,0–6,4	2,2 1,4–4,0	Альбитит миаскитовых комплексов Урала и Мугоджар (27 анализов)
Щелочно-гранитная	0,39 0,17–0,79	0,53 0,18–0,71	0,83 0,41–1,42	2,6 0,3–10,3	4,7 4,0–6,0	Полярноуральские апогранитоидные альбититы (33 анализа)

зальтовые: K + Na 15,7 ат. %) и высокощелочные (апоглинисто-карбонатные: K + Na 24,1 ат. %) субформации западноуральских метасоматитов.

Главные метасоматические породы процесса карбонатизации миаскитового пояса Урала (слюдиты, кальцититы и др.) в отличие от западноуральских метасоматитов характеризуются помимо плюмазитовости наиболее низкой в этой формации глиноземистостью (Al 12,2 ат. %), щелочностью (K+Na 10,5 ат. %), окисленностью железа и Na/K отношением (см. табл. 2). Эти породы обогащены подкоровыми элементами (Sr, Ba, V, Co, Ni, Cr, Nb, Ta, TR).

Нами проанализированы все виды природных ассоциаций метасоматических пород стадии карбонатизации на подкоровые элементы: 1) слюдиты → брекчиевые биотит-кальцитовые породы, 2) биотит-полевошпатовые породы → слюдиты → массивные биотит-кальцитовые породы и 3) слюдиты → кальцититы. Первые две ассоциации типичны для карбонатизации раннего этапа, третья – для прожилко-штокверковой серии позднего этапа Вишневых гор. Породы раннего этапа обогащены в большей степени этими элементами, чем прожилковые. При этом все породы раннего этапа имеют сопоставимый уровень концентраций подкоровых элементов, что указывает на их генетическое родство. Последнее относится прежде всего к биотит-полевошпатовым породам, которые Б.М. Ронеисон (1966) отнес к более ранним переходным типам пород от фенитов к миаскитам. В возрастной последовательности в каждой ассоциации ванадием, кольбатом, никелем и хромом обогащены более ранние слюдитовые породы, а стронцием и барием – более поздние кальцитовые.

Большинство коровых элементов (Li, Rb, Cs, Be, Mo, Pb) в продуктах процесса карбонатизации находятся в пониженных количествах; в незначительной степени они обогащены только оловом и цинком (см. табл. 3).

Миаскитовая формация. Метасоматиты этой формации, представленные лейкократовыми альбититами, развиты в пределах (или вблизи) миаскитового пояса Вишневых-Ильменских гор – Мугоджар и локализованы в шести полях: Вишневогорском, Потанинском, Сугомакском, Увильдинском, Ильменогорском и Борсуксайском. Проявления альбититов приурочены к внутренним частям миаскитовых массивов, к зонам контакта их с фенитами и к фенитовому экзоконтактовому ореолу (Еськова и др., 1964; Ронеисон, 1966; Левин, 1974).

Распределение альбититов и альбитизированных миаскитов внутри массивов контролируется элементами прототектоники (полосчатость, сланцеватость, складки "течения"), секущими зонами разломов (сколовые, надвиговые) и контактами пегматитовых тел с материнскими миаскитами (Вишневые горы). Эти породы слагают здесь свиты параллельных, в основном согласных полосчатости миаскитов, субмеридиональных жилоподобных тел и штокверковых прожилков, в которых собственно альбитовые породы занимают 30–50% объема.

Таблица 3

Средние кларки-концентрации типоморфных элементов-примесей * в уральских формациях щелочных метасоматитов

Элементы	Щелочно-базальтоидная		Миаскитовая (восточноуральские поля)	Щелочно-гранитная ** (полярноуральские поля)
	западноуральское поле	карбонатизация Вишневых Ильменских гор		
		Подкоровые		
Sr	1,0	4,0	0,3	0,03
Ba	0,8	3,3	0,8	0,06
V	3,0	3,1	1,9	0,2
Co	5,4	5,2	1,6	0,6
Ni	3,8	1,3	0,3	0,2
Cr	5,2	2,7	0,4	0,6
Nb	8,0	3,6	3,2	13,0
Ta	7,5	1,2	0,8	>10,0
Zr	7,5	0,6	1,3	11,1
TR	3,0	4,6	0,7	1,8
		Коровые		
Li	>1,0	0,3	1,0	>1,0
Rb	1,5	0,5	0,7	7,8
Be	>1,0	0,3	0,6	>1,0
Mo	4,0	0,3	1,8	0,5
Pb	3,7	0,8	1,4	12,9
Sn	3,5	1,5	2,2	43,0
Zn	1,8	1,6	2,3	4,3

* Вычислены по отношению к кларку в щелочных породах (в г/т): Sr 1130, Ba 1600, V 70, Co 5,4, Ni 19, Cr 38, Nb 100, Ta 8, Zr 384, TR 370, Li 40, Rb 190, Be 4,5, Mo 4, Pb 18, Sn 5, Zn 85 (Бородин и др., 1972). ** Sr, Ba, V, Co, Ni, Cr, Zr, Mo, Pb, Sn, Zn – вычислены автором по 25-ти пробам, предоставленным в наше распоряжение С.Г. Караченцевым, остальные – на основе опубликованных данных Р.Ф. Апельцина (Апельцин и др., 1967) и Д.А. Минеева (1974).

Вдоль контатков щелочных интрузий (Вишневые и Ильменские горы), особенно со стороны западного контакта, развита наиболее крупная по масштабам зона альбитизированных щелочных пород и альбититов.

При площадном развитии альбитизации образуется мелкозернистый лепидомелан-микроклин-альбитовый и лепидомелан-альбитовый замещающий комплекс по породам эндо- и экзоконтакта с постепенным уменьшением интенсивности проявления по обе стороны от плоскости контакта. Прожилковые альбититы менее распространены и слагают одиночные маломощные жилообразные тела и их свиты, залегают согласно с полосчатостью и гнейсовидностью первичных пород, параллельно контакту и кулисообразно относительно друг друга.

В фенитовом ореоле представлены в основном тела выполнения альбититов, развитые вдоль: 1) контактов разнообразных жильных пород - миаскитов (Борсуксайское поле), миаскитовых, сиенитовых и гранитных пегматитов (Вишневые и Ильменские горы); 2) субмеридиональных зон трещиноватости (Сугомакское поле) и 3) поперечных разрывных нарушений типа сбросов-сдвигов (Роненсон, 1966), пересекающих разнообразные по составу породы. В первом случае возникают жильные тела сложного смешанного состава симметрично расположенных зон альбититов (лепидомелановых, либенеритовых, эгириновых, рибекитовых), во втором - свиты штокверков выполнения перекристаллизованных и базифицированных фенитов, микроклинитов, альбититов с катаклазированными участками окварцевания, в третьем - крупные зоны развальцованных аплитовидных альбититов.

Характерная особенность процесса альбитизации - совместное образование мелкозернистого микроклин-альбитового агрегата с переменным соотношением обоих минералов, но обычно с преобладанием альбита. Микроклиновые породы распространены ограниченно. Вместе с перекристаллизованными и базифицированными миаскитами и фенитами они образуют маломощные прерывистые периферические (фронтальные) участки зон альбитизации в эндоконтакте щелочных массивов и шире распространены в фенитовом ореоле в виде самостоятельных жилообразных тел и прожилков.

В миаскитовом поясе Урала выделяются две субформации альбититов (апомиаскитовая, апофенитовая) с последовательной сменой метасоматических пород: перекристаллизованные и базифицированные щелочные породы → фельдшпатизированные миаскиты или фениты → микроклиниты (лепидомелановые, гастингситовые, эгирин-диопсидовые) → → микроклиновые альбититы → альбититы (лепидомелановые, арфведсонит-рибекитовые, эгириновые) → либенеритовые и кварцевые альбититы → флюоритовые, кальцитовые, цеолитовые, кварцевые прожилки. Для апофенитовых альбититов в отличие от апомиаскитовых характерны: 1) более широкое распространение микроклиновой составляющей в микроклин-альбитовом замещающем комплексе и собственно микроклинитов; 2) преобладание пироксеновых и амфиболовых типов альбити-

тов над лепидомелановыми; 3) развитие более поздних либенеритовых и кварцевых типов альбититов; 4) большее разнообразие редкометальной преимущественно редкоземельной минерализации, что связано с выносом редких элементов из щелочных интрузивов послемагматическими растворами в экзоконтактовые части и формирование здесь гипогенного ореола (Еськова и др., 1964).

Породы, образовавшиеся в процессе альбитизации, по времени формирования – послепегматитовые, но докальцититовые. Для микроклинитов типоморфна редкоземельно-циркониевая, для альбититов – циркон-ниобиевая, а для прожилков выполнения – редкоземельная акцессорная минерализация.

Метасоматиты миаскитовой формации в отличие от щелочно-базитовый содержат низкие суммарные количества железа и магния (2,7 ат. %), отличаются значительно более низкой концентрацией натрия по отношению к калию ($Na/K = 2,8$) и самой высокой концентрацией железа по отношению к магнию ($Fe/Mg = 6$) при наиболее низком коэффициенте магнезиальности. Эти породы всегда низкомагнезиально-железистые плюмазитового ряда. Обычно они представлены (см. табл. 2) высокоглиноземистыми (Al 23,5 ат. %), высокощелочными ($K+Na = 19,8\%$) типами с самым низким кислотным модулем ($Si/Al = 2,2$).

Подкоровые элементы (кроме ювенильных) для этой формации не обычны; кларк концентрации большинства их ниже 1. Только альбитизированные миаскиты и фениты Вишневых гор несколько обогащены V и Co, что связано с их более интенсивной, чем других массивов, карбонатизацией. При этом наблюдается закономерное уменьшение содержаний этих элементов от альбитизированных миаскитов к апомиаскитовым альбититам (см. табл. 3).

Из коровых элементов альбититы всегда обогащены Mo, Sn, Pb и Zn с кларками-концентрации 1,4–2,3. Степень концентрации этих элементов в апофенитовых альбититах всегда выше (кларки-концентрации 1,5–3,6), чем в апомиаскитовых (0,8–1,6). Другие коровые элементы (Li, Rb, Be) в альбититах миаскитовой формации всегда содержатся в пониженных количествах: в альбититах Вишневых-Ильменских гор они ниже кларковых для щелочных пород, в альбитизированных породах Мугоджар – несколько выше (кларки-концентрации 1,1–2,9).

Щелочно-гранитная формация. Щелочно-гранитные метасоматиты представлены полярноуральскими апогранитоидными и апосланцевыми лейкократовыми фельдшпатитами (Апельцин и др., 1967; Минеев, 1974) и нижнеуфалейскими апогранит-гнейсовыми метасоматитами (Локтина, Белковский, 1971; Белковский, Локтина, 1974).

Полярноуральские поля щелочных фельдшпатитов локализованы в крыльях поперечного Собского поднятия среди наиболее метаморфизованных и гранитизированных пород (вулканогенных и парасланцевых) няровейской свиты. Их тела контролируются субширотными разломами, развитыми преимущественно в приконтактовых зонах инъекционных залежей доордовикских микроклинпертитовых гранитов

и плагиогнейсов. Большинство метасоматитов развиты по измененным зеленокаменным породам в контактах залежей гранитов или вдоль инъекционных зон гранитизации. Они слагают согласные с простиранием пород слоистые межпластовые линзовидные залежи, состоящие из переслаивания невыдержанных по простиранию и падению полос и удлиненных линз метасоматических и слабоизмененных первичных пород. Последние вблизи тел метасоматитов инъецированы кварц-альбитовыми и кварц-карбонатными прожилками, подвергнуты порфиробластовой альбитизации, ослюденению, флюоритизации и амфиболизации.

В зависимости от первичного субстрата выделяются две субформации метасоматитов: апогранитоидные (апогранитные, апогранит-гнейсовые) и апосланцевые, которые на начальных стадиях метасоматоза можно отличить по реликтовым текстурам и минералам первичных пород. При более широком развитии метасоматических процессов (микроклинизация, альбитизация, окварцевание и флюоритизация) эти различия стушевываются, состав метасоматитов выравнивается. При этом для апогранитоидных метасоматитов по сравнению с апосланцевыми характерны более лейкократовый состав (повышенные содержания микроклина, альбита и пониженные – слюд) гнейсовидность, плойчатое распределение минералов, мелкие складки, флексуры и присутствие реликтовых минералов: микроклин-пертита, серицитизированного плагиоклаза, слюд типа мероксена, эпидота, хлорита, граната, сфена и др.

В общем виде наблюдается следующая временная последовательность метасоматических пород: фельдшпатизированные и ослюденелые гранитоиды и сланцы → микроклиновые альбититы → кварцево-слюдистые (эгириновые или рибекитовые) альбититы → флюоритовые и флюорит-кварцевые альбититы → карбонатно-хлорито-кварцевые прожилки выполнения. Наиболее распространенные типы – микроклиновые и кварцево-слюдистые альбититы. Для слюдяных метасоматитов типоморфна малакон-фергусонит-колумбитовая, а для более щелочных (рибекитовых и эгириновых) – малакон-Pb-пирохлор-колумбитовая акцессорная минерализация.

Нижнеуфалейские метасоматиты (щелочные граниты) раннепалеозойского возраста (Локтина, Белковский, 1971; Белковский, Локтина, 1974) локализованы в зоне сочленения Центрально-Уральского поднятия с миогеосинклинальным прогибом западного склона Среднего Урала, где они тяготеют к тектоническому узлу пересечения субмеридионального разлома и субширотной депрессии, возможно доуральского заложения. Эгириновые, рибекитовые и астрофиллитовые граниты с пирохлор-цирконовой минерализацией – фации биотитовых плагиогранито-гнейсов, слагающих эндоконтактовые части тел щелочных гранитов.

Метасоматиты щелочно-гранитной формации хотя и низкомагнезиально-железистые (Fe + Mg 2,1 ат,%), но существенно отличаются от альбититов нефелин-сиенитовой формации (см. табл. 2). При близком среднем плюмазитовом коэффициенте агпаитовости и Na–K

отношении (см. табл. 3) они характеризуются слабой щелочностью ($K+Na$ = 12,5 ат.%), средней глиноземистостью (Al = 15,1 ат.%), имеют наиболее низкое из уральских метасоматитов Fe/Mg отношение (3) и самый высокий кислотный модуль (Si/Al = 4,7).

Наиболее типоморфны для метасоматитов данной формации коровые элементы (см. табл. 3). Средние содержания большинства коровых элементов (Li, Rb, Cs, Be, Pb, Sn) в них в 2,2–43,0 раза выше кларков щелочных пород. Подкоровые элементы помимо ювенильных (Nb, Ta, Zr, TR) для полярноуральских альбититов нехарактерны. Кварки-концентрации в них V, Co, Ni, Cr, Sr и Ba в 5–30 раз ниже, чем в щелочных породах и гранитах.

В заключение следует отметить общую наиболее характерную геохимическую черту уральских щелочных метасоматитов всех формаций: постоянно повышенное содержание ювенильных редких элементов (Nb, Ta, Zr, Hf, TR), что указывает на участие в генезисе этих образований потоков ювенильных сквозьмагматических щелочных растворов. Кларки-концентрации отмеченных элементов по отношению к средним содержаниям в щелочных породах обычно выше 1 (см. табл. 3). Наиболее обогащены ювенильными редкими элементами метасоматиты западного склона Урала.

Несмотря на то, что метасоматиты трех формаций (щелочно-базальтоидная, миаскитовая и щелочно-гранитная) имеют одинаковый набор и близкие содержания указанных элементов, они резко отличаются по индикаторным отношениям последних (табл. 4).

Для полярноуральских метасоматитов щелочно-гранитной формации свойственны наиболее высокие значения отношений Ta/Nb, Hf/Zr, TR_Y/TR_{Ce} и резкое преобладание иттриевых редких земель над цериевыми в среднем составе лантаноидов (табл. 5). Миаскитовые метасоматиты имеют самые низкие величины индикаторных отношений ювенильных редких элементов и отличаются цериевым средним составом редкоземельных элементов. Щелочно-базальтоидные метасоматиты характеризуются смешанным типом этих величин: высоким Ta/Nb, низкими Hf/Zr и TR_Y/TR_{Ce} и менее цериевым составом лантаноидов. Редкие элементы в метасоматитах всех формаций концентрируются на границе двух стадий, резко различающихся по щелочности (микроклинизация – альбитизация, альбитизация – кислотное выщелачивание), с максимумом выделения главной массы на границе более ранних стадий.

В настоящее время не вызывает сомнения факт широкого участия щелочных ювенильных растворов в формировании уральских щелочных метасоматитов. Применение принципа оценки степени ювенильности, предложенного Л.С. Бородиным с соавторами (1972) для магматических щелочных комплексов, к уральским щелочным метасоматитам позволило выделить среди них две генетические группы: 1) ювенильные метасоматиты без четкой связи с магматическими щелочными комплексами (Еськова, 1974) и 2) ювенильно-коровые метасоматиты в связи с миаскитовым магматизмом.

Таблица 4

Средние индикаторные отношения ювенильных редких элементов в трех формациях уральских щелочных метасоматитов

Формация	Ta / Nb	Hf / Zr	Σ_Y / Σ_{Ce}	Исследователи
Щелочно-базитовая	1:13 (142*)	1:80 (12)	1:32 (58)	Еськова, Ефимов (1970)
Нефелин-сиенитовая (миаскитовая, восточно-уральские поля)	1:53 (92)	1:64 (35)	1:93 (54)	Еськова и др., (1964)
Щелочно-гранитная (полярно-уральские поля)	1:7 (425)	1:23** (4)	44:1 (16)	Апельцин и др. (1967); Минеев (1974)

*Число определений. **В минералах группы циркона.

Таблица 5

Средний состав лантаноидов ($\Sigma_{Ln} = 100\%$) в трех формациях щелочных метасоматитов Урала

Элементы	По данным автора		Щелочно-гранитная (16), по Минееву (1974)	Элементы	По данным автора		Щелочно-гранитная (16), по Минееву (1974)
	Щелочно-базитовая (58*)	Миаскитовая (55)			Щелочно-базитовая (58*)	Миаскитовая (55)	
La	24,4	25,1	2,9	Ho	0,2	0,04	3,8
Ce	48,5	48,7	18,9	Er	0,7	0,2	14,9
Pr	3,1	4,7	2,6	Tu	0,1	0,02	2,2
Nd	16,8	17,1	7,6	Yb	0,5	0,2	18,0
Sm	2,0	1,9	4,6	Lu	0,1	0,01	3,2
Eu	0,4	0,3	0,4	ΣLa–Nd	92,8	95,6	32,0
Gd	1,9	1,3	6,0	ΣSm–Ho	6,1	4,2	29,9
Tb	0,2	0,1	1,2	ΣEr–Lu	0,5	0,4	38,3
Dy	1,4	0,6	13,9				

*Число анализов.

Представители первой группы – метасоматиты западного склона Урала, второй – восточного. Западноуральские метасоматиты приурочены к зонам активизации верхнепротерозойского фундамента, контролируются крупными субширотными разломами и формировались при воздействии ювенильных (первичных) щелочных растворов на разнообразные метаморфизованные осадочные и эффузивно-осадочные породы, по всей вероятности минуя этап щелочного магмообразования.

Это подтверждается отсутствием щелочных магматических пород в районах развития щелочных метасоматитов, высокими содержаниями ювенильных редких элементов, высоким коэффициентом ювенильности (по Nb и Ta в пределах 7,5–23,0) и высокой относительной концентрацией тантала по отношению к ниобию (Ta/Nb = = 1 : 7–13), свойственной обычно для высокотемпературных глубинных щелочных комплексов (Бородин и др., 1972). Поступление таких растворов может происходить как из подкоровых, так и коровых участков.

Установленные нами однотипные для всех щелочных образований, развитых в пределах Западно-Уральского поля метасоматитов (жерловых фаций трахиандезито-базальтовых порфиритов, даек арфведсонитовых сиенитов и щелочных метасоматитов), черты: 1) близость значений абсолютного возраста (387–420 млн. лет), 2) агпаитовый характер (коэффициент агпаитности 1,03–2,48), 3) однотипный набор повышенных содержаний ювенильных редких элементов (Nb, Ta, Zr, Hf, TR), 4) одновременное обогащение подкоровыми (V, Co, Ni, Cr, Ce) коровыми (Li, Rb, Be, Mo, Pb, Sn) элементами свидетельствуют в большей степени о гибридной специфике развития щелочного метасоматоза в близповерхностных условиях, наложившегося на эти более ранние породы, чем об их комагматизме и наличии на глубине сложного высокощелочного вулканоплутона. На фтор-карбонатный состав ювенильных щелочных растворов указывает широкое распространение флюоритизации и карбонатизации среди щелочных метасоматитов.

Прямая связь полярноуральских и нижнеуфалейских метасоматитов с щелочно-гранитоидным магматизмом также не наблюдается, хотя Ф.Р. Апельцин (Апельцин и др., 1967) и отмечает наличие в других районах на более высоких гипсометрических уровнях субщелочных гранитов, имеющих аналогичную с метасоматитами редкометальную минерализацию. На генезис уральских метасоматитов щелочно-гранитной формации имеется две точки зрения. Ф.Р. Апельцин, а также А.И. Белковский и И.Н. Локтина (1974) рассматривают их как обособленную щелочную фацию гранито-гнейсов, возникшую в условиях гранитизации древних зеленокаменных сланцев в наиболее высокую ступень их регрессивного метаморфизма с доступом глубинных эманаций, а А.И. Гинзбург, В.В. Архангельская и В.Т. Шацкая (1973) – как особый генетический тип полевошпатовых апогранито-гнейсовых метасоматитов, не имеющих пространственной и генетической связи с какими-либо интрузивными комплек-

сами и образовавшихся в герцинских зонах активизации верхнепротерозойского фундамента при участии ювенильных щелочных растворов.

Восточноуральские метасоматиты второй генетической группы контролируются мелкими (локальными) субмеридиональными разломами внутри или в ближайшем обрамлении миаскитовых массивов, а также зонами их контактов. Эти метасоматиты формируются в послемагматический этап становления миаскитовых комплексов при воздействии остаточных (вторичных) щелочных растворов на материнские породы, образовавшиеся палингенно-метасоматическим путем с участием ювенильных (первичных) щелочных растворов. Особо необходимо остановиться на генетических особенностях процесса карбонатизации в миаскитовых комплексах.

Нижняя возрастная граница биотит-кальцитовых пород, по нашим новым данным, спускается до 226 млн. лет, что составляет разницу в 60 млн. лет со средним (Роненсон, 1966) абсолютным возрастом щелочных пород (286 млн. лет) и примерно в 40 млн. лет – поздних гранитоидов (262 млн. лет). Уникально широкое развитие карбонатизации в миаскитовом поясе Вишневых-Ильменских гор по сравнению с нефелин-сиенитовыми комплексами вообще, более поздний абсолютный возраст карбонатных пород, чем послемиаскитовых поздних гранитоидов, максимальная обогащенность их подкоровыми элементами (Sr, Ba, V, Co, Ni, Cr) по сравнению с миаскитами и альбититами, более высокая, чем у альбититов, степень ювенильности, относительно высокотемпературный характер карбонатных растворов, вызывающих перекристаллизацию и щелочную базификацию первичных миаскитов в экзоконтактовых и апикальных зонах свидетельствуют о ювенильном типе источника кальцитизирующих растворов и возможной связи их со щелочно-базальтоидным магматизмом. Глубинный источник зон карбонатизации подтверждает также изотопный состав углерода кальцитов и серы сульфидов, близкий к составу их в типичных карбонатитовых комплексах (Гриненко и др., 1970).

Впервые предложенный нами принцип выделения двух генетических групп щелочных метасоматитов на Урале (Еськова, 1974) позже был использован Б.И. Омельяненко (1975) при формационном делении метасоматитов вообще.

ЛИТЕРАТУРА

Апельцин Ф.Р., Скоробогатова Н.В., Якушин Л.Н. Генетические черты редкометальных гранитоидов Полярного Урала. – Труды ВИМС, вып. 16. М., "Недра", 1967.

Белковский А.И., Локтина И.Н. Раннепалеозойская ассоциация щелочных гранитов – нефелиновых сиенитов западного склона Среднего Урала. – ДАН, 1974, 215, № 5.

Бородин Л.С., Осокин Е.Д., Блюм И.А. О среднем содержании тантала и некоторых закономерностях его распределения в щелочных породах. – Геохимия, 1969, № 11.

Бородин Л.С., Осокин Е.Д., Блюм И.А. О закономерностях распределения ниобия и величине ниобий-танталового отношения в массивах щелочных пород. – Геохимия, 1972, № 1.

Гинзбург А.И., Архангельская В.В., Шацкая В.Т. Полевошпатовые метасоматиты – новый генетический тип месторождения полезных ископаемых. – Разведка и охрана недр, 1973, № 1.

Гриненко Л.Н., Кононова В.А., Гриненко В.А. Изотопный состав серы сульфидов из карбонатитов. – Геохимия, 1970, № 1.

Еськова Е.М. Щелочные метасоматиты различных структурных зон Урала. – Тезисы докл. 3-го Уральск. петрограф, совещ. Свердловск, 1974.

Еськова Е.М. Щелочные редкометальные метасоматиты Урала. М., "Наука", 1976.

Еськова Е.М., Ефимов А.Ф. Особенности распределения редких элементов в апоэффузивных щелочных метасоматитах Урала. – Геохимия, 1970, № 9.

Еськова Е.М., Ефимов А.Ф. К геохимии TR, Sr и Ba в щелочных апоэффузивных метасоматитах Урала. – Геохимия, 1972, № 10.

Еськова Е.М., Ефимов А.Ф. Геология и геохимическая специализация щелочных метасоматитов западного склона Урала. – В кн.: "Редкие элементы в формациях изверженных пород". М., "Недра", 1975.

Еськова Е.М., Жабин А.Г., Мухитдинов Г.Н. Минералогия и геохимия редких элементов в щелочном комплексе Вишневых гор. М., "Наука", 1964.

Ефимов А.Ф., Еськова Е.М. Минералогия щелочных метасоматитов западного склона Урала. – В кн.: "Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород". М., "Наука", 1973.

Левин В.Я. Щелочная провинция Ильменских-Вишневых гор (формация нефелиновых сиенитов Урала). М., "Наука", 1974.

Лисицин А.И. Редкометальное оруденение в древних толщах Урала. – Разведка и охрана недр, 1965, № 12.

Лисицин А.И., Таланцев А.С. Новые данные о металлогении западного склона Урала. – Сов. геология, 1965, № 2.

Локтина И.Н., Белковский А.И. Находка эгириновых, рибекитовых и астрофиллитовых гранитов на Среднем Урале. – В кн.: "Геология и полезные ископаемые Урала". Материалы 3-й Уральск. конф.молодых геологов и геофизиков. Тезисы докладов. Свердловск, 1971.

Минеев Д.А. Лантаноиды в рудах и минералах. М., "Наука", 1974.

Огаринов И.С. Глубинное строение Урала. М., "Наука", 1974.

Омельяненко Б.И. О критериях формационной самостоятельности и классификации метасоматитов. – Геол. рудных месторожд., 1975, № 3.

Петрова Е.А. Проявление шелочного метасоматоза в вулканической жерловине на Южном Урале. – Труды 1-го Уральск. петрограф. совещ. Свердловск, 1963.

Роненсон Б.М. Происхождение миаскитов и связь с ними редкометального оруденения. М., "Недра", 1966.

Руденко С.А. О роли послемагматических явлений в формировании Ильмено-Вишневогорского массива на Урале. – Зап. ЛГИ, т. 43, вып. 2, 1962. т. 43, вып. 2.

Д. Я. Айздердзис, Г. Б. Мелентьев, Б. А. Аргамакова, Н. А. Акелин

МОРФОСТРУКТУРА И ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ПЕГМАТИТОВОГО ПОЛЯ - КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ СКРЫТОГО ЦЕЗИЙ-ТАНТАЛОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

ВВЕДЕНИЕ

Формирование редкометальных пегматитов, по мнению К.А. Власова (1955, 1965), происходит за счет наиболее подвижных, обогащенных летучими компонентами производных гранитной магмы. По этой причине редкометальные пегматитовые месторождения обычно локализуются на некотором удалении от материнской интрузии и связаны с последней через ряд промежуточных образований.

В связи с этим К.А.Власов рассматривал изучение минералого-геохимической зональности гранитных массивов и их дайково-жильного комплекса как основу для поисков высокосортного редкометального сырья в пегматитах.

Эти представления К.А. Власова подтверждены и получили дальнейшее развитие в работах его последователей (Солодов, 1962; Кузьменко и др., 1971; Недумов, Земская, 1971; Недумов и др., 1972; Мелентьев и др., 1972 и др.).

В результате упомянутых исследований накопленный авторами фактический материал по вопросу связи редкометального оруденения с гранитами свидетельствует о том, что редкометальные пегматиты - продукты развития в пространстве и во времени единой системы гранит-пегматит. Устанавливается строго направленный (необратимый) характер изменения минерального и химического состава эволюционного ряда системы от наиболее ранних гранитоидов к их дополнительным фазам и дайково-жильному комплексу, а также от эндоконтактовых фаций через экзоконтактовые сателлитово-жильные к наиболее поздним, удаленным от материнской интрузии и обогащенным летучими компонентами и редкими металлами членам ряда - пегматитам с литиевым и комплексным редкометальным оруденением.

Степень вскрытия эрозией и сохранность от размыва пегматитов в значительной мере определяется характером пострудной тектоники и эрозионного среза, в том числе взаимоотношениями современного рельефа со структурно-морфологическими элементами кровли интрузии (Айздердзис и др., 1976).

Установленные закономерности открывают широкие перспективы применения петро-геохимических и структурно-геоморфологических методов в средне- и крупномасштабном прогнозировании редкометального пегматитового оруденения. Это может быть продемонстри-

ровано на примере одного из позднегерцинских пегматитовых полей, в пределах которого авторы проводили исследования, направленные на решение двух основных задач:

1) изучение естественной возрастной последовательности гранитов и их жильных производных, направленности в изменении их структуры, состава и концентраций редких элементов в отдельных фазах и субфазах гранитов и их экзоконтактовом жильном ореоле;

2) выявление структурно-геоморфологических позиций гранитов, жильных пород и различных типов оруденения.

Генетические взаимоотношения экзоконтактовых редкометальных пегматитов с гранитами изучались путем прослеживания переходов от гранитов через их экзоконтактовые жильные фации к продуктивным пегматитам.

Для сравнительного анализа химических составов гранитов и их дайково-жильного комплекса использовались петрохимические диаграммы [Si–Al–Na + K + Li + Rb + Cs($\Sigma_{щ}$)–Ca+Mg+Fe + Mn + Ti($\Sigma_{ф}$), Al–$\Sigma_{ф}$–K–Na+Li+Rb+Cs], специально разработанные для изучения химизма системы гранит – пегматит (Калита и др., 1972), а также индикаторные отношения между отдельными элементами или их группами (Si/Al, $\Sigma_{щ}/\Sigma_{ф}$, $\Sigma_{щ}$/Al, Na/Ca, Na/K, $SiO_2/\Sigma R$, Ta_2O_5/Nb_2O_5, F/H_2O и др.).

Структурно-геоморфологические исследования проводились главным образом с целью изучения вертикальной зональности пегматитовых полей и пегматитоносных интрузий и выявления наиболее слабо эродированных, перспективных на "слепое" оруденение блоков.

В процессе этих работ уточнялись площади развития древней (донеогеновой) поверхности выравнивания, ее высотное положение и тектонические деформации. Изучались взаимоотношения структурно-морфологических элементов кровли интрузии и современного рельефа; проводилось структурно-геоморфологическое профилирование долин и водоразделов; составлялись и анализировались гипсометрические карты и карты деформаций древних поверхностей выравнивания масштаба 1:10 000. Проведен анализ относительной распространенности различных гранитоидов, пегматитов и рудопроявлений в пределах геологически однородных блоков по гипсометрическим уровням и по глубинам новейших эрозионных врезов.

В результате была составлена прогнозная карта-схема на структурно-геоморфологической основе, имеющая следующую нагрузку: а) вмещающие породы и степень их контактового метаморфизма, б) фазово-фациальные разности гранитов и их жильного комплекса, в) неотектоническая деформация древней поверхности выравнивания (в морфоизогипсах), г) неоген-четвертичные эрозионные срезы.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ГРАНИТОВ, ДАЙКОВО-ЖИЛЬНЫХ ПОРОД И РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

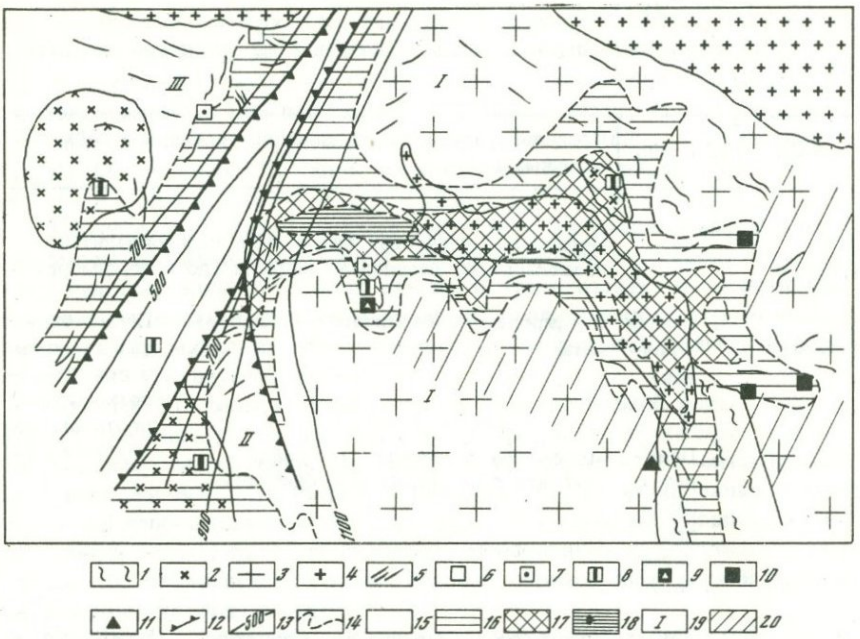
Рассматриваемое пегматитовое поле приурочено к прикровельной части плутона. Оно находится в перемычке между двумя останцами песчаниково-сланцевой толщи, слагающими единую депрессию кровли, которая простирается в СЗ направлении. Вмещающие породы пегматитовых тел – порфировидные биотитовые граниты с ксенолитами и мелкими останцами пород кровли, различные контаминированные разности апикальных фаций гранитного плутона. Эти образования прорываются двуслюдяными гранитами дополнительной фазы, слагающими в северной части поля массив сложной конфигурации (фиг. 1). Погружающийся к югу контакт этого массива сложен многочисленными мелкими выступами и апофизами, которые на уровне современного эрозионного среза образуют ореол сателлитов. С гранитами и гранитаплитами сателлитовой фации ассоциируют многочисленные выходы гранит-пегматитов, безрудных и редкометальных пегматитов. Совокупность этих пород образует гигантский штокверк сложно ветвящихся жил различного состава и структуры. Для большинства пегматитовых жил характерно относительно пологое падение (5–50°) к югу, юго-востоку и юго-западу, а для жильных гранитов, аплитов и пегматит-аплитов – иногда более крутое, в отдельных случаях даже обратное падение.

Пегматиты в пределах поля распределены неравномерно и образуют отдельные жильные серии, пространственно ассоциирующие с выходами гранитов сателлитовой фации. Намечается зональное размещение различных промышленных типов пегматитов. В лежачем боку жильного поля (на контакте с двуслюдяными гранитами) развиты преимущественно безрудные (керамические) пегматиты, ближе к центру – пегматиты с ведущей колумбит-берилловой минерализацией, а в висячем боку – пегматиты с комплексной редкометальной минерализацией.

В результате детального изучения взаимоотношений и состава различных гранитов и дайково-жильных пород с учетом пострудной тектоники и новейших эрозионных срезов авторы предлагают оригинальную схему эволюции магматических образований (табл. 1), с помощью которой делается попытка проиллюстрировать связь различных промышленных типов пегматитов с определенными этапами развития системы гранит – редкометальные пегматиты через ряд последовательно сменяющих во времени и пространстве друг другу разностей сателлитово-жильной фации.

Гранитоиды участка расчленяются на три фазы. В пределах фаз выделяются субфазы и связанные с ними разности жильных пород в порядке их становления.

Гранитоиды I фазы развиты ограниченно и распространены в южной части поля в пределах относительно опущенных и слабо эродированных блоков. Их секут апофизы биотитовых гранитов II фазы



Фиг. 1. Морфоструктурная схема пегматитового поля

1 – сланцы; *2* – гибридные породы; *3* – граниты главной фазы; *4* – граниты дополнительной фазы; *5* – жилы аплитов, пегматит–аплитов, пегматитов; рудопроявления: *6* – безрудных (керамических) пегматитов; *7* – микроклин–альбитовых пегматитов с мусковитом и тантал–ниобий–бериллиевым оруденением; *8* – микроклин–альбитовых пегматитов с мусковитом и лепидолитом; *9* – микроклин–альбитовых пегматитов со сподуменом и лепидолитом; *10* – микроклин–сподумен–альбитовых пегматитов; *11* – касситерита и вольфрамита; *12* – тектонические уступы; *13* – морфоизогипсы; *14* – границы неоген–четвертичных врезов; *15–18* – глубины эрозионных врезов (*15* – до 100, *16* – 100–200, *17* – 200–300, *18* – более 300 м); *19* – номер блока; *20* – площади, перспективные на скрытое редкометальное оруденение

и другие, более поздние образования. Породы I фазы имеют весьма пестрый состав. Среди них выделяются биотитовые плагиограниты, гранодиориты, кварцевые диориты, диориты (до габбро–диоритов) и другие породы, имеющие в значительной своей части явно гибридное происхождение.

Порфировидные биотитовые граниты и плагиограниты II (главной) фазы на современном уровне эрозионного среза поля – доминирующая разность пород. Они разделяются на две субфазы. Первая характеризуется резко выраженной порфировидностью. По минеральному составу граниты этой субфазы близки к более лейкократовым

Таблица 1

Схема эволюционного ряда гранитов и их дайково-жильных производных

Фаза	Субфаза	Последовательность становления гранитов и дайково-жильных пород			
I (ранняя)	–	Мелкокристаллические биотитовые плагиограниты, гранодиориты, кварцевые диориты (до габбродиоритов)			
II (главная)	1. Ранняя (главная)	Порфировидные биотитовые плагиограниты			Пегматоидные граниты и гранит-пегматиты с биотитом (до двуслюдяных)
	2. Поздняя (второстепенная)	Среднекристаллические микроклин-олигоклазовые граниты с биотитом			
III (дополнительная)	1. Ранняя (главная)	Мелкокристаллические двуслюдяные граниты	Неравномернозернистые, двуслюдяные пегматоидные граниты	Двуслюдяные микроклин-альбитовые аплиты, пегматит-аплиты	Безрудные (керамические) микроклин-альбитовые пегматиты
	2. Поздняя (второстепенная)	Мусковитовые (до двуслюдяных) аплитовидные граниты	Аплиты и пегматит-аплиты с мусковитом и турмалином	Пегматиты микроклин-альбитовые с мусковитом и ведущей Ta–Nb–Be минерализацией	
	3. Заключительная (жильная	Микроклин-альбитовые и альбитовые гранит-аплиты и пегматит-аплиты с мусковитом и турмалином		Пегматиты микроклин-альбитовые с комплексной редкометальной минерализацией, литиевые пегматиты	

разностям I фазы и отличаются только более низким номером плагиоклаза (№ 26 вместо № 30). Граниты поздней субфазы в виде серии пластовых тел секут порфировидные граниты ранней субфазы в пределах слабо эродированных блоков в южной части поля. Для более глубоких эрозионных срезов между упомянутыми разностями типичны постепенные переходы. Эти граниты имеют более светлую

окраску и относительно равномернозернистую средне- и крупнокристаллическую структуру. Они резко обогащены кварцем и микроклином и обеднены слюдами. Номер плагиоклаза в них снижается до № 17 (табл. 2). От пород более ранней субфазы эти граниты резко отличаются по содержанию кремнезема и калия. В них заметно меньше элементов группы Ca, Mg, Fe, Ti и величина отношения Na/K. От гранитов III фазы их отличают более низкие значения Si/Al = 3,94 и Na/Ca = 2,66 (табл. 3).

Для пород II фазы в целом пегматиты не характерны. В виде маломощных жил и обособлений они отмечаются на уровне апикального выклинивания отдельных апофиз и представлены неравномернозернистыми пегматоидными и среднекристаллическими недифференцированными микролин-плагиоклазовыми безрудными жилами с биотитом, реже – двуслюдяными.

Граниты III фазы слагают массив дополнительной фазы (см. табл. 1) и образуют обширный ореол различных по составу и времени формирования пород экзоконтактовой сателлитово-жильной фации, включая все разновидности пегматитов. В формировании гранитов и дайково-жильных пород III фазы, особенно на уровне сателлитово-жильной фации, наблюдается определенная последовательность (табл. 1), позволяющая расчленить эти образования, хотя и довольно условно, на три субфазы.

Граниты I (главной) субфазы образуют относительно крупный массив и ряд мелких сателлитов и жильных тел в северной, наиболее эродированной части поля. Они представлены желтовато-серыми, мелко- и среднекристаллическими равномернозернистыми микроклин-альбит-олигоклазовыми гранитами с мусковитом и биотитом. В апикальной экзоконтактовой зоне эти граниты приобретают неравномернозернистую структуру за счет мелких полосок и гнезд более крупнокристаллического пегматоидного гранита. От пород II фазы отличаются большим количеством кварца (23–30%), номером плагиоклаза (№ 6–2), преобладанием мусковита над биотитом. Среди акцессорных минералов распространены гранат, апатит и турмалин, в небольших количествах присутствуют циркон, монацит, сульфиды (1–3 г/т) и др. Содержания минералов группы танталлит-колумбита практически ничтожны (0,27 г/т).

Породы II и III фаз резко различаются по своему химизму. Так, граниты главной субфазы III фазы содержат больше кремнезема, щелочей, но меньше Ca, Mg, Fe и Ti. В гранитах III фазы заметно возрастают отношения Si/Al, $\Sigma_{щ}/\Sigma_{ф}$, Na/Ca и Na/K (табл. 3). В зоне апикального эндоконтакта и в апофизах накапливаются натрий, алюминий, увеличиваются отношения $\Sigma_{щ}/\Sigma_{ф}$, SiO_2/ /ΣR, Na/Ca, Na/K и уменьшается Si/Al.

Граниты главной субфазы пересекаются жилами безрудных двуслюдяных аплит-пегматитов участково-зонального или ритмично-полосчатого строения. Состав аплит-пегматитов микроклин-кварц-альбитовый, мало отличается от неравномернозернистых гранитов

Таблица 2

Минеральный состав пород формации гранитных батолитов и их производных пегматитов

Минерал	I фаза	II фаза (главная)		III фаза (дополнительная)				
		1. Главная субфаза	2. Поздняя субфаза	1. Главная субфаза		2. Поздняя субфаза		3. Жильная субфаза
	1*	2	3	4	5	6	7	8
Породообразующие минералы, %								
Олигоклаз	50	38	40	–	–	–	–	–
(№)	(30)	(26)	(17)					
Микроклин	6	12	25	22	17	14	18–30	8–25
Альбит	–	–	–	39	39	46	40–45	40–50
(№)				(2–13)	(1–5)	(2–6)	(0–2)	(0–2)
Кварц	21	28	25	29	32	29	25–30	20–40
Биотит	15	16	6	5	2,5	7	–	–
Мусковит	–	4	–	4	8	2	8–11	5–10
Лепидолит	–	–	–	–	–	–	–	2–5
Сподумен	–	–	–	–	–	–	–	0–15
Акцессорные минералы, г/т								
Гранат		21,12–40,92	186,15	5 055	16 250	2 236	1 107	4 157
Апатит		3268,6–4798,32	1 151,31	4 900	2 750	1 586	564	11 237
Турмалин		35,58	20,16	935	–	2 522	520	7 890
Сподумен		6,12	17,92	–	–	–	0,3	0,3
Амблигонит		1,92	–	–	–	–	–	90
Сиклерит		–	–	–	–	–	–	0,02
Берилл		–	–	+	–	+	+	+
Поллуцит		–	–	–	–	–	–	+
Группа танталита		1,48	–	0,7	–	20	14	24 и выше
Группа микролита		0,004	–	0,03	–	–	1,1	30
Касситерит		–	0,04	0,14	–	0,9	3,2	450
Флюорит		0,15–0,48	–	0,9	–	2,7	–	0,2
Монацит		Более 10		Более 10	–	3,9	1,3	1,2
Ксенотим		2,16	–	0,2	–	0,5	0,04	0,1
Циркон		212,47–228,72	157,38	12	–	0,9	1,5	7
Циртолит		–	–	–	–	20	17	8
Ильменит		1 392,6–2 545,33	2 503,28	32	–	–	8	125
Рутил		3,09	–	0,1	–	0,002	0,1	0,06

Таблица 2 (окончание)

Минерал	I фаза	II фаза (главная)	
		1. Главная субфаза	2. Поздняя субфаза
	1*	2	3
Барит		0,002–2,53	–
Шпинель		–	–
Муассонит		1,70	–
Гематит		–	–
Лимонит		–	–
Висмутин		–	–
Хризоберилл		–	–
Шеелит		–	–
Пирит		4,44–4,79	0,02
Арсенопирит		0,05–6,6	–
Халькопирит		0,04–0,6	–
Галенит		0,02	–
Сфалерит		1,36	–
Киноварь		–	3 н.

*1 – средне–мелкозернистые биотитовые плагиограниты; 2 – порфировидные биотитовые граниты; 3 – крупнокристаллические слабопорфировидные лейкократовые граниты с биотитом; 4 – мелко–среднезернистые и неравномернозернистые двуслюдяные граниты; 5 – двуслюдяные гранит–пегматит–аплиты; 6 – мусковитовые и

апикального эндоконтакта. Жильные аплит–пегматиты имеют несколько более высокие значения $\Sigma_{щ}/\Sigma_{ф}$, Si/Al, $\Sigma_{щ}$/Al, Na/Ca.

Сателлитово–жильная фация главной субфазы представлена мелкозернистыми и двуслюдяными гранитами и гранит–аплитами. По составу и петрохимическим характеристикам они сходны с эндоконтактовой фацией массива.

Пространственно и генетически с мелкозернистыми двуслюдяными гранитами связаны жильные тела неравномернозернистых двуслюдяных пегматоидных гранитов. Наиболее широко они развиты в северной (приконтактовой) зоне поля, образуют и самостоятельные тела, и внешние зоны двуслюдяных гранит–пегматитов. С мелкозернистыми гранитами имеют сложные фазово–фациальные взаимоотношения. Наряду с явными пересечениями даек двуслюдяных

	III фаза (дополнительная)				
	1. Главная субфаза		2. Поздняя субфаза		3. Жильная субфаза
	4	5	6	7	8
	2,5	–	0,02	3,2	–
	0,01	–	1	0,8	–
	–	–	26	0,5	–
	–	–	174	–	–
	0,2	–	–	157	0,02
	–	–	–	0,02	–
	–	–	–	0,03	–
	–	–	–	0,01	–
	–	–	0,1	0,9	0,2
	0,1	–	–	2,9	1
	–	–	0,002	0,05	0,01
	0,1	–	0,01	0,3	–
	0,1	–	0,01	1,0	0,2
	–	–	0,02	0,3	0,02

шерл-мусковитовые граниты, пегматит-аплиты; 7 – пегматиты с некондиционным Ta-Nb-бериллиевым оруденением; 8 – микроклин-альбитовые и альбитовые аплит-пегматиты и пегматиты с комплексным редкометальным оруденением.

гранитов пегматоидными между ними наблюдаются и постепенные переходы. Так, в дайках двуслюдяных гранитов на определенных уровнях появляются полосы и гнезда более крупнокристаллического двуслюдяного гранита, количество и размеры которых вверх по восстанию постепенно увеличиваются.

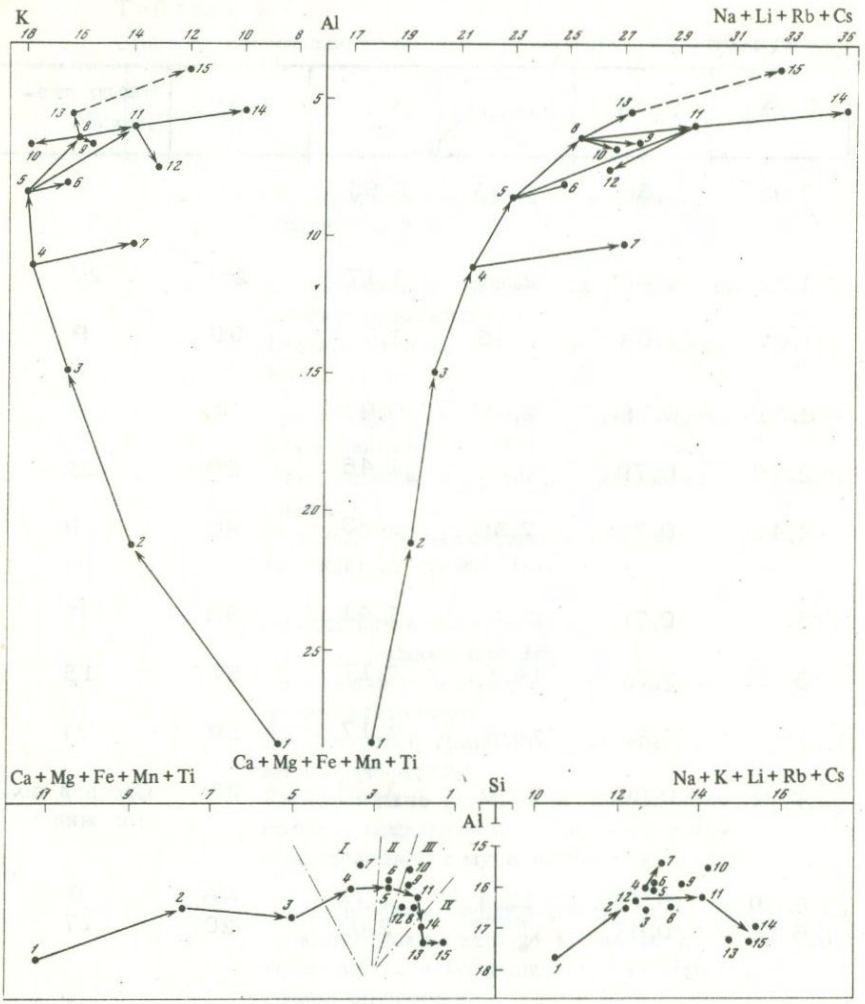
Минеральный и химический составы пегматоидных гранитов наиболее сходны с составами неравномернозернистых гранитов апикального эндоконтакта массива двуслюдяных гранитов.

Наиболее поздние образования – крупнокристаллические и блоковые пегматиты микроклин-кварц-альбитового состава, слагающие приосевые зоны полизональных тел безрудных пегматитов. Около кварцевых обособлений в заметных количествах отмечаются гнезда и прожилки тонкозернистого кварц-альбитового и мусковит-кварц-

Таблица 3

Средние петрохимические характеристики гранитов и жильных пород поля

Фаза	Субфаза	Порода	Si/Al	$\Sigma_щ/\Sigma_ф$	$\Sigma_щ$/Al	Na/Ca	Na/K	Al′	Число анализов
I	–	Мелко–среднезернистый биотитовый плагиогранит	3,15	0,93	0,54	2,05	2,85	24	1
II	1	Порфировидный биотитовый микроклин–плагиоклазовый гранит	3,77	1,57	0,65	2,76	1,17	26	20
		Порфировидный биотитовый плагиогранит	3,76	1,67	0,64	3,35	1,3	39	9
	2	Средне–крупнокристаллический плагиоклаз–микроклиновый гранит с биотитом	3,94	3,51	0,79	2,66	0,93	2	5
		Двуслюдяной микроклин–олигоклазовый гранит	4,03	2,79	0,79	6,91	1,46	20	12
		Двуслюдяной микроклин–олигоклаз–альбитовый гранит (апофизы)	4,15	4,42	0,75	7,56	1,23	40	9
III	1	Двуслюдяные пегматоидные гранит–аплиты (апикальная фация)	4,2	5,2	0,79	10,3	1,41	33	7
		Двуслюдяные жильные гранит–аплиты и пегматит–аплиты	4,27	5,3	0,78	18,1	1,17	57	15
		Двуслюдяные гранит–пегматиты и аплит–пегматиты	4,15		0,83	14,6	1,17	29	21
		Керамические пегматиты альбит–олигоклаз–микроклиновые (до микроклин–олигоклазовых с мусковитом и бериллом)	4,42	4,08	0,84	17,0	1,51	25	Средний состав жил
	2	Мусковитовые гранит–аплиты	4,35	5,69	0,75	12,4	1,76	46	6
		Микроклин–альбитовый пегматит с мусковитом и колумбит–берилловым типом оруденения	3,9	6,18	0,87	18,0	2,0	20	17
		Микроклин–альбитовый гранит–пегматит–аплит с шерлом и мусковитом	4,47	6,24	0,81	11,1	1,2	29	8
		Микроклин–альбитовый пегматит с шерлом и мусковитом	4,29	6,8	0,86	14,0	1,67	16	17
		Альбитовые и микроклин–альбитовые пегматиты с мусковитом	3,32	10,06	0,93	27,0	1,71	10	9
	3	Микроклин–альбитовые пегматиты с мусковитом и лепидолитом	3,94	7,07	0,83	31,81	3,34	34	8
		Микроклин–сподумен–альбитовый пегматит	3,71	12,58	0,77	25,0	2,46	59	14
		Микроклин–альбитовый пегматит со сподуменом, лепидолитом и комплексным редкометальным оруденением	3,78	9,27	0,76	34,4	2,49	65	Средний состав жил



Фиг. 2. Сравнительные петрохимические диаграммы средних составов гранитов, аплитов и пегматитов

Граниты: *1* – I фазы; *2* – ранней субфазы II фазы; *3* – поздней субфазы II фазы; *4* – двуслюдяные граниты III фазы; *5* – двуслюдяные аплиты, пегматоидные граниты, пегматит–аплиты; *6* – двуслюдяные гранит–аплит–пегматиты; *7* – безрудные пегматиты; *8* и *9* – мусковитовые и шерл–мусковитовые гранит–пегматит–аплиты; *10* – шерл–мусковитовые безрудные пегматиты; *11* – пегматиты с Ta-Nb-бериллиевым оруденением; *12* – пегматиты с некондиционным комплексным редкометальным оруденением; *13* – гранит–аплит–пегматиты редкометальных жильных серий; *14* – пегматиты с кондиционным комплексным редкометальным оруденением; *15* – литиевые редкометальные пегматиты

альбитового комплексов, мелкие скопления зеленовато-желтого берилла и крупнопластинчатый колумбит. От внешних зон к центральным наблюдается увеличение отношений Na/K и Na/Ca и уменьшение номера нормативного альбита (от 7-5 до 1).

Породы I субфазы, в том числе и пегматиты, в целом бедны редкими элементами. Валовые содержания Ta_2O_5 0,0001-0,00043%, Nb_2O_5 0,0011-0,0038%. Наблюдается некоторая тенденция к накоплению тантала и ниобия в наиболее крупных зональных телах пегматитов. Отношение Ta_2O_5/Nb_2O_5 почти во всех случаях очень низкое (0,09-0,25; фиг. 3). Вместо 17 акцессорных минералов, обнаруженных в гранитах, в зональных пегматитах первой субфазы установлено 28. Преобладают те же акцессорные минералы, что и в гранитах (гранат, апатит, турмалин, монацит). Содержания колумбита в зональных пегматитах достигают 14,24 г/т.

Вторая (поздняя) субфаза представлена комплексом дайково-жильных пород: мусковитовых (до двуслюдяных) аплитовидных гранитов, аплитов, пегматит-аплитов и пегматитов с ведущей колумбит-берилловой минерализацией. Возрастное положение пород определяется наличием многочисленных пересечений двуслюдяных гранитов мусковитовыми. В центральной части поля отмечаются участково- и зонально-полосчатые дайки, в которых нередко одновременно развиты двуслюдяные и мусковитовые гранит-аплиты и пегматиты. Для маломощных даек гранит-пегматит-аплитов характерны ритмично-полосчатые текстуры, обусловленные неоднократным чередованием среднекристаллических пегматоидных и мелкокристаллических аплитовидных комплексов. По мощности наиболее расслоенных даек насчитываются до 4-12 таких полос, параллельных зальбандам и не пересекающихся. В этих дайках установлены постепенные фациальные переходы от двуслюдяных аплитовидных гранитов к мусковитовым (с гранатом и шерлом) - с одной стороны, и от каждой из данных разновидностей гранитов - к соответствующим (двуслюдяным и мусковитовым) пегматитам, с другой. При этом в мусковитовых гранит-аплитах установлены шлировидные пегматоидные обособления мусковит-альбитового (клевеландитового) типа, обогащенные крупнокристаллическими колумбитом и бериллом. Для мусковитовых фаций гранит-аплитов и пегматитов характерно присутствие черного турмалина. Наиболее редки и в то же время типоморфны для рассматриваемых пород - турмалин-кварцевые, обычно округлые обособления. Они выделяются специфическими структурами, напоминающими графические.

Изучение валового химического состава отдельных фациальных разностей из ритмично-полосчатых даек показало, что наряду со сходством химического состава двуслюдяных и мусковитовых разностей последние отличаются несколько более высокой глиноземистостью (отношение Si/Al = 4,02-4,06) и меньшим количеством фемических компонентов.

К заключительной, третьей субфазе относятся жильные микроклин-альбитовые или альбитовые (с мусковитом, микроклином и

турмалином) пегматит–аплиты. Они развиты главным образом в пределах висячего (южного), максимально удаленного от массива двуслюдяных гранитов бока жильного поля, где тесно ассоциируют с комплексными редкометальными пегматитами.

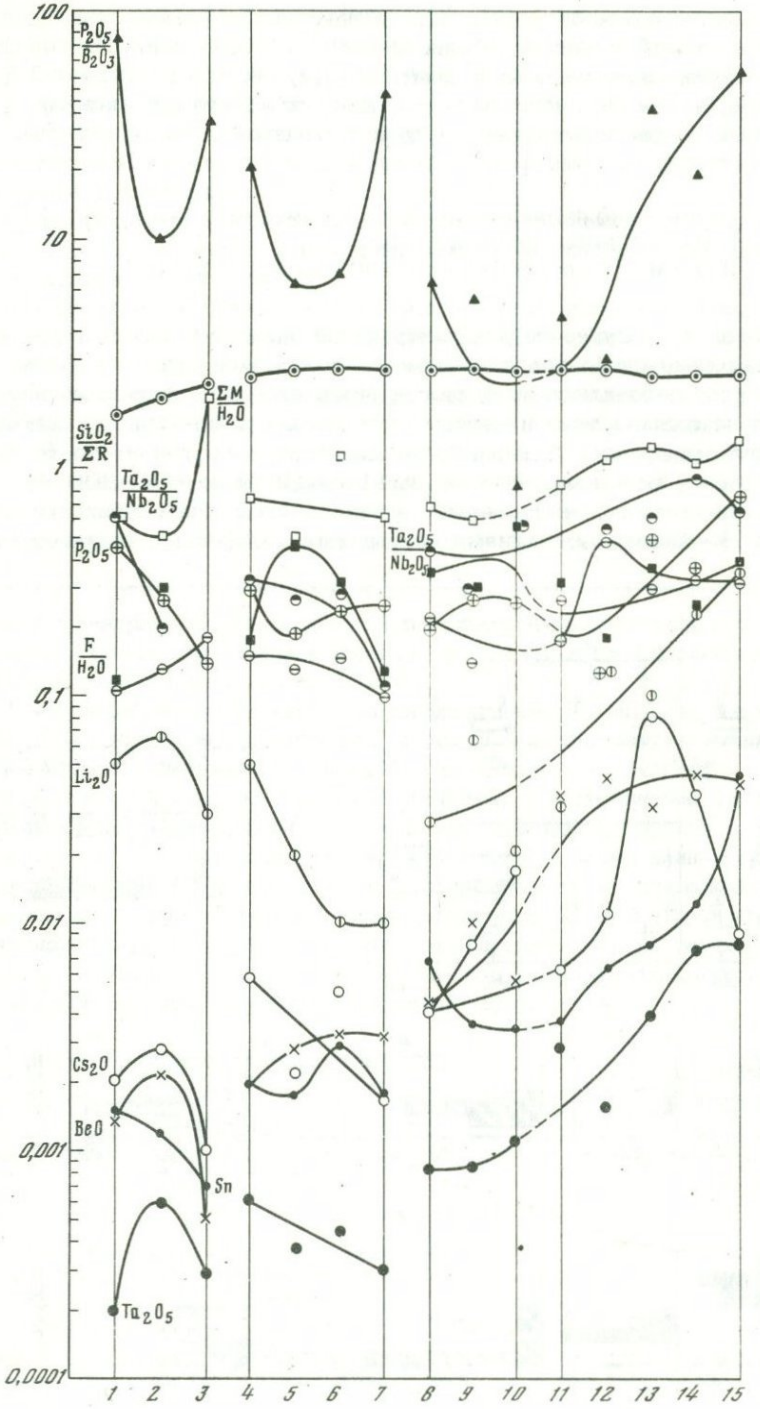
По своему химическому составу эти пегматиты (особенно отдельные их фации) наиболее близки к продуктивным пегматитам и характеризуются высокой щелочностью, низкими содержаниями Ca, Mg, Fe, Ti с преобладанием натрия над калием, повышенным содержанием редких элементов и летучих компонентов (F, B, H_2O), а также присутствием акцессорной редкометальной минерализации.

Эволюцию химического состава интрузивно–инъекционных образований поля в направлении от ранних членов возрастного ряда к поздним наиболее отчетливо иллюстрируют петрохимическая (см. фиг. 2) и геохимическая (фиг. 3) диаграммы. От ранних к поздним членам возрастного ряда гранитов отмечается закономерное накопление кремнезема, щелочей и уменьшение содержаний алюминия и фемических компонентов.

Расположение фигуративных точек средних составов дайково–жильного комплекса в виде трех разветвлений общей эволюционной линии (см. фиг. 2) соответствует расчленению III фазы интрузии на три субфазы по данным геологических наблюдений. С удалением от контакта двуслюдяных гранитов в дайково–жильных породах и особенно в жильных телах мусковитовых и шерл–мусковитовых гранит–пегматит–аплитов отмечается увеличение роли глинозема, натрия, редких элементов, фтора и бора, а также дальнейшее снижение содержаний фемических компонентов.

Фиг. 3. Вариационная геохимическая диаграмма распределения типоморфных, в том числе редких элементов в гранитах, аплитах и пегматитах

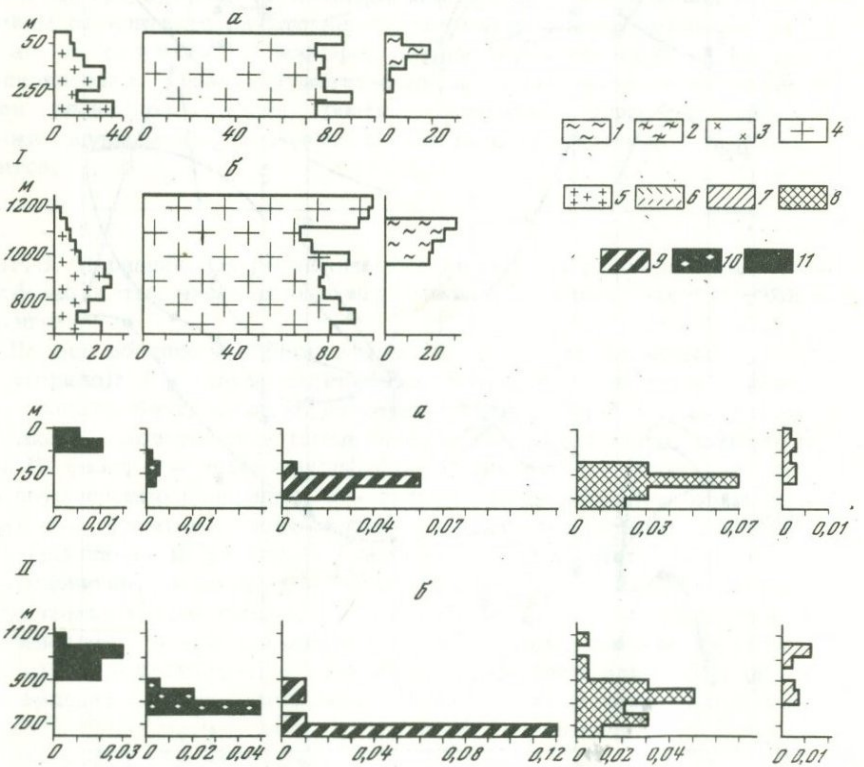
По оси абсцисс – породы в возрастной последовательности (слева направо): *1* – плагиограниты биотитовые порфировидные I фазы; *2* – граниты биотитовые крупнозернистые II фазы; *3* – граниты биотитовые мелкозернистые (поздняя субфаза); *4* – граниты двуслюдяные III фазы; *5* – дайки двуслюдяных гранитов; *6* – аплит–пегматиты двуслюдяные безрудные; *7* – пегматиты двуслюдяные керамические; *8* – гранит–пегматит–аплиты с мусковитом, гранатом и шерлом (расслоенные дайки); *9* – аплиты; *10* – пегматиты безрудные с мусковитом, шерлом; *11* – пегматиты Ta–Nb–Be; *12–14* – пегматиты комплексные редкометальные (*12* и *13* – с некондиционным оруденением, *14* – с кондиционным оруденением, верхняя жильная серия); *15* – пегматиты с ведущей литиевой минерализацией; по оси ординат – компоненты (вес. %); ΣM – сумма минерализаторов (F, H_2O, P_2O_5, B_2O_3); ΣR – сумма компонентов силикатного анализа за вычетом кремнезема


100
10
1
0,1
0,01
0,001
0,0001
P2O5
B2O3
ΣM/H2O
SiO2/ΣR
Ta2O5/Nb2O5
P2O5
F/H2O
Li2O
Cs2O
BeO
Sn
Ta2O5
Ta2O5/Nb2O5
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15

В общем намечается тенденция к накоплению редких элементов (Ta, Cs и др.) в богатых глиноземом ($Si/Al \leqslant 4$) и щелочами (главным образом натрием), но бедных Ca, Mg, Fe, Ti ($\Sigma_{щ}/\Sigma_{ф} > 7, \Sigma_{щ}/Al \geqslant 0{,}8$, $Na/Ca \geqslant 10$), наиболее удаленных от источника жильных производных двуслюдяных гранитов дополнительной (III) фазы.

СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ГРАНИТОВ И ИХ ЖИЛЬНЫХ ПРОИЗВОДНЫХ И ЭЛЕМЕНТЫ ВЕРТИКАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ПОЛЯ

Основной структурно-геоморфологической единицей района является относительно слабо эродированное платообразное поднятие (горст), вытянутое перпендикулярно простиранию жильного поля и ограниченное отчетливыми тектоническими уступами или флексурообразными перегибами древней донеогеновой поверхности выравнивания (с перепадом ее высотных отметок от 1100–1200 до 800–900 м). Наиболее эродированы краевые части поднятия, где глубоковрезанными V-образными долинами вскрываются гибридные гранитоиды,



двуслюдяные граниты и редкометальные пегматиты. В пределах центральной части горста депрессия кровли наименее эродирована и представлена слабометаморфизованной песчаниково-сланцевой толщей, прорванной мелкими телами лейкократовых, преимущественно двуслюдяных и мусковитовых (с шерлом) гранит-пегматит-аплитов, пегматитовыми и кварцевыми жилами; с ними связаны рудопроявления олова и вольфрама.

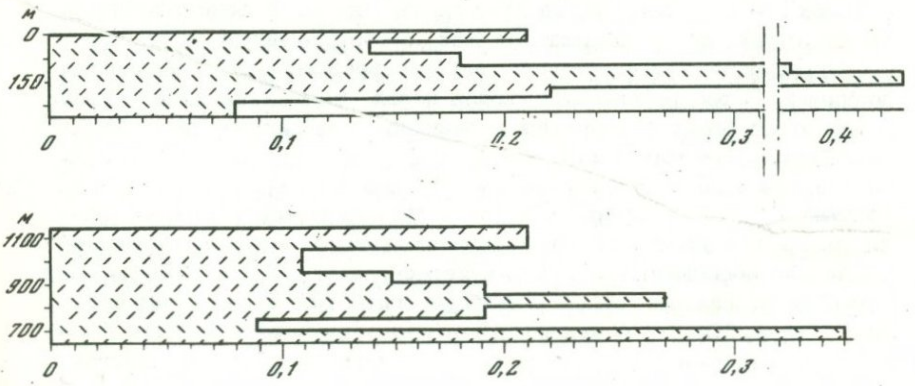
Вдоль разломов, ограничивающих горст, отмечаются локальные эрозионно-тектонические депрессии, в которых локализуются россыпи танталита и касситерита.

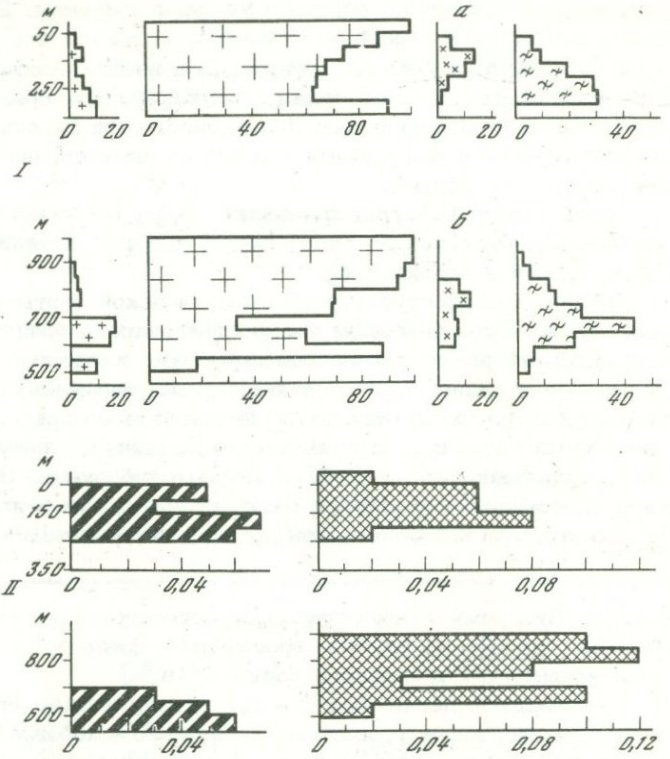
Анализом морфоструктурной схематической карты поля (см. фиг. 1), а также диаграмм распространенности гранитов и жильных пород на различных гипсометрических и геоморфологических уровнях в пределах неотектонически однородных блоков (фиг. 4–6), выявлена связь редкометальных пегматитов с определенными уровнями эрозионных срезов слабокомпенсированного денудацией горста или локальными относительно опущенными блоками. Это способствовало определению масштабов распространенности и последовательности формирования главных разновидностей гранитов и пород дайко-

---

Фиг. 4. Диаграммы относительной распространенности пород (I) и жильных тел (II) по глубине эрозионного среза (*а*) и гипсометрическим уровнем (*б*) в пределах блока I (в %)

1 – сланцы и песчаники; *2* – гранитизированные сланцы и песчаники; *3* – гибридные гранитоиды I фазы; *4* – порфировидные биотитовые граниты главной (II) фазы; *5* – двуслюдяные граниты; *6* – гранит-пегматит-аплиты, гранит-пегматиты; *7* – безрудные (керамические) пегматиты; *8* – микроклин-альбитовые пегматиты с мусковитом и Ta-Nb-бериллиевым оруденением; *9* – микроклин-альбитовые пегматиты с мусковитом и некондиционным комплексным редкометальным оруденением; *10* – микроклин-альбитовые пегматиты с мусковитом, сподуменом, лепидолитом и комплексным редкометальным оруденением; *11* – микроклин-сподумен-альбитовые пегматиты с мусковитом и ведущим литиевым оруденением

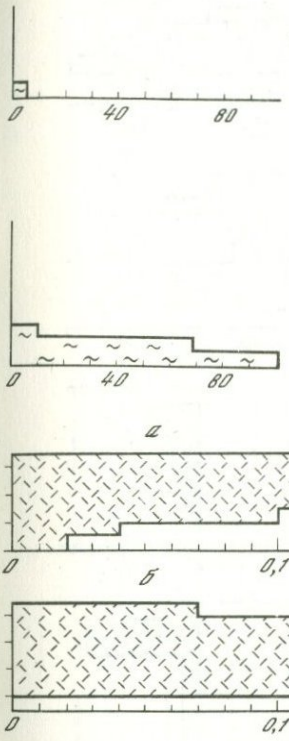




во-жильного комплекса относительно кровли и прикровельных фаций интрузива в районе поля, т.е. в вертикальном диапазоне, а также позволило установить в том же диапазоне связь различных типов пегматитовых проявлений с определенными разновидностями гранитов и осуществить прогнозирование скрытого редкометального оруденения.

В пределах горста со стороны поля выделяются три неотектонических блока, "вмещающих" участки преимущественного распространения тех или иных типов пегматитовых жил и серий.

Блок I – наиболее приподнятая часть горста. В зоне тектонического уступа, ограничивающего блок с северо-запада, наблюдается интенсивное расчленение его глубоко врезанными V-образными долинами. В распределении выходов пород, слагающих поле в пределах этого блока, на различных уровнях эрозионного среза (фиг.4) намечаются некоторые закономерности. Так, с увеличением эрозионного среза до гипсометрического уровня 850 м постепенно возрастает роль двуслюдяных гранитов. Максимальное развитие двуслюдяных гранитов, аплитов и различных типов пегматитов характерно для абсолютных отметок в интервале от 650 до 950 м. При этом среди жильных пород к наиболее глубоким эрозионным врезам (более 300 м) почти исключительно приурочены выходы безрудных гранит-пегматитов, пегматит-аплитов и гранит-пегматит-

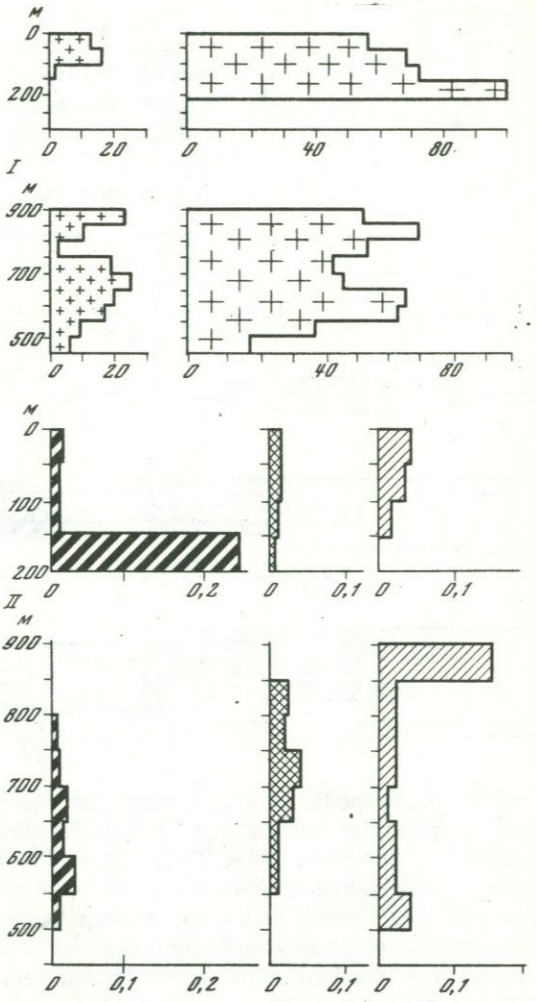


Фиг. 5. Диаграммы относительной распространенности пород (I) и жильных тел (II) по глубине эрозионного среза (*а*) и гипсометрическим уровням (*б*) в пределах блока II в (%)

Условные обозначения – см. фиг. 4

аплитов. В пределах менее глубоких врезов (150–300 м) отмечаются наряду с последними Ta–Nb–бериллиевые и комплексные редкометальные пегматиты. Пегматиты с ведущим литиевым оруденением (микроклин–альбитовые с мусковитом и сподуменом) развиты только в пределах наименее эродированной приводораздельной части блока, на абсолютных отметках от 900 до 1100 м. В пределах наименее эродированной части блока, т.е. в песчаниково–сланцевой толще депрессионной зоны, развиты преимущественно оловорудные или вольфрамовые кварцево–жильные рудопроявления.

Блок II – относительно менее приподнятая краевая ступень рассматриваемого поднятия. Гипсометрическое положение реликтов древней поверхности выравнивания в блоках дает основание предположить, что блок II относительно блока I опущен примерно на 100 м. В целом характер распределения различных пород в блоке II примерно такой же, как и в пределах первого блока, однако уровни максимального развития отдельных разностей смещены вниз на 50–100 м (фиг. 5), что связано с указанным выше структурным положением. На диаграммах относительного распространения выходов различных пород по гипсометрическим уровням в пределах интервала наибольшего развития двуслюдяных гранитов и пегматитов в блоках I и II наблюдаются два–три максимума. По–видимому, это соот-



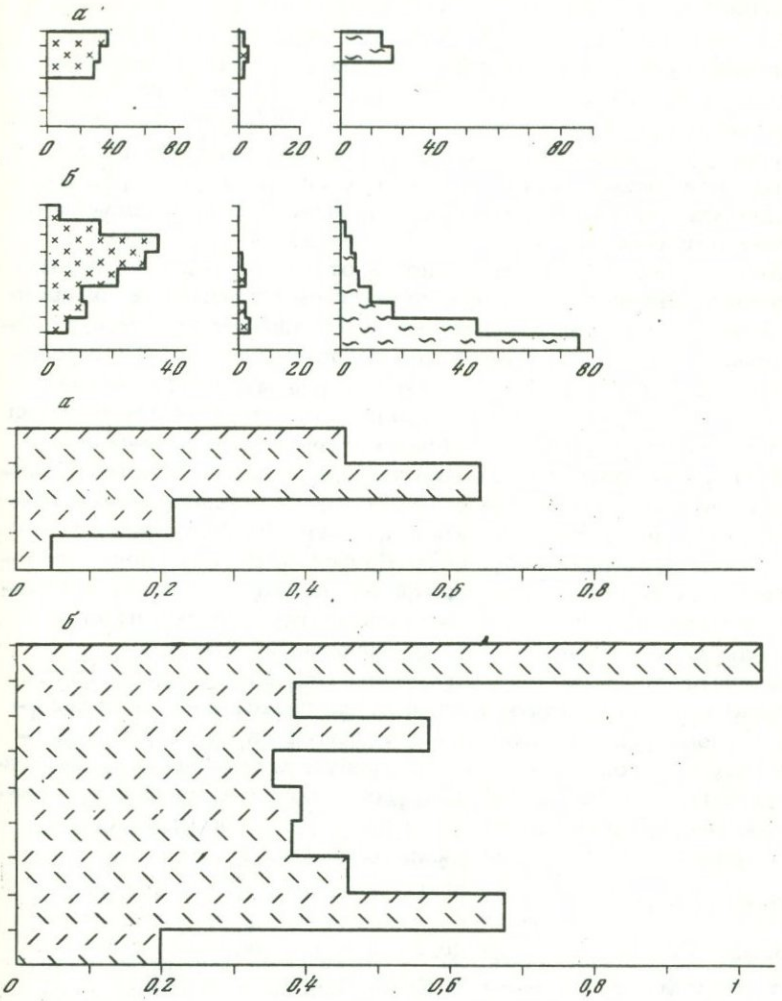
Фиг. 6. Диаграммы относительной распространенности пород (I) и жильных тел (II) по глубине эрозионного среза (*а*) и гипсометрическим уровням (*б*) в пределах блока III (в %)

Условные обозначения – см. фиг. 4

ветствует двум типам пород, выделяемым по данным петрохимического анализа, а в некоторых случаях – более дробной тектонической ступенчатости вдоль разломов, ограничивающих рассматриваемые блоки.

Блок III представляет собой относительно менее приподнятую крайнюю СЗ часть поля и отделен от горста узким грабеном (фиг. 6). В его пределах широко развиты реликты древних поверхностей выравнивания на водоразделах долин. Сами долины широкие, ящикообразные, заполненные мощными накоплениями аллювиально-пролювиальных отложений. В пределах этого блока отмечаются в общем те же закономерности распределения различных пород по гипсометрическим уровням, что и для блока II.

Основные уровни развития рассматриваемых пород, в том числе редкометальных пегматитов, а также древних поверхностей выров-



нивания примерно на 100 м ниже, чем в пределах наиболее приподнятой части горста (фиг.4).

Благоприятные условия для сохранности от эрозии редкометальных пегматитовых месторождений имеются также в локальном узком грабене (фиг. 1). Амплитуда вертикальных перемещений относительно приподнятых или опущенных блоков района оценивается в 100-300 м, благодаря чему редкометальные пегматитовые серии в грабене расположены на наиболее низких гипсометрических уровнях, т.е. даже ниже уровней тальвега современных долин, и, следовательно, они либо слабо эродированные, либо "слепые". Это предположение авторов подтверждается наличием выходов слабо эродированных пегматитовых жил, включая редкометальные, непосредственно в тальвеге погребенной долины.

Установлена пространственно-генетическая связь редкометальных пегматитов с двуслюдяными гранитами дополнительной фазы через ряд переходных разностей сателлитово-жильной фации. При этом намечается парагенетическая связь комплексных редкометальных и литиевых пегматитов с наиболее поздними членами этого ряда – микроклин-альбитовыми с мусковитом и турмалином, гранит-аплитами и пегматит-аплитами.

Степень рудоносности и сохранность от эрозии редкометальных пегматитов определяются геолого-структурным положением жильных серий, характером связи с гранитами, пострудной тектоникой и степенью эрозионного среза. Так, в непосредственной связи с двуслюдяными гранитами наблюдаются только безрудные (керамические) пегматиты. По направлению снизу вверх возрастает количество жил более поздних этапов, которые образуют серии полосчато-зональных тел, где сочетаются фации двуслюдяных и мусковитовых гранитов, аплитов и пегматитов, сменяющиеся выше мусковитовыми гранит-аплитами, пегматит-аплитами и пегматитами бериллиевого типа, секущими двуслюдяные граниты. Наиболее поздние члены ряда – пегматиты с литиевой и комплексной редкометальной минерализацией развиты главным образом в верхних частях жильных полей и приурочены к относительно слабо эродированным блокам.

Геологическая и геоморфологическая ситуация, направленность в изменении состава дайково-жильного комплекса позволяют выделить в пределах поля участки, перспективные на не вскрытое эрозией редкометальное оруденение: а) грабен, ограничивающий нестектонический горст с запада; б) депрессия кровли интрузива в пределах слабо эродированной водораздельной части горста; в) слабо эродированный восточный фланг поля (см. фиг. 1).

ЛИТЕРАТУРА

Айздердзис Д.Я., Мелентьев Г.Б., Учакин Ю.М. Применение морфоструктурного анализа для изучения зональности прогнозирования и поисков редкометального пегматитового оруденения. – В кн.: "Пегматитовые редкометальные месторождения", вып. 5. Изд. ИМГРЭ, 1976.

Власов К.А. Генезис редкометальных гранитных пегматитов. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Власов К.А. О генезисе пегматитов. – В кн.: "Минералогия и генезис пегматитов". МГК, XXII сессия. Докл.сов.геологов. Проблема 6. М., "Недра", 1965.

Калита А.П., Айздердзис Д.Я., Мелентьев Г.Б., Филиппова Ю.И., Большакова Т.Н. Сравнительный петрохимический анализ редкометальных гранитных пегматитов. – Геохимия, 1972, № 7.

Кузьменко М.В., Калита А.П., Мелентьев Г.Б. и др. Геохимическая специализация и вопросы классификации редкометальных гранитных пегматитов. – В кн.: "Пегматитовые редкометальные месторождения", вып. 1. М., изд. ИМГРЭ, 1971.

Мелентьев Г.Б., Мартьянов Н.Н., Дурнев В.Ф., Акелин Н.А., Лучицкая А.И. Пространственно-генетические взаимоотношения между редкометальными пегматитами и гранитами. – В кн.: "Редкометальные месторождения, их генезис и методы исследований". М., "Недра", 1972.
Недумов И.Б., Акелин Н.А., Земская И.П. О фациальной связи редкометальных пегматитов и гранитов. – В кн.: "Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации". М., "Недра", 1972.
Недумов И.Б., Земская И.П. Пространственная зональность и вопросы генезиса низкотемпературных литиеносных пегматитовых полей. – В кн.: "Пегматитовые редкометальные месторождения", вып. 2. М., изд. ИМГРЭ, 1971.
Солодов Н.А. Внутреннее строение и геохимия редкометальных пегматитов. Изд-во АН СССР, 1962.

Н. И. Тихомирова, Д. Я. Айздердзис, С. М. Бескин

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗЛИЧНО МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИ СПЕЦИАЛИЗИРОВАННЫХ ЛЕЙКОКРАТОВЫХ ГРАНИТОВ И АЛЯСКИТОВ (НА ПРИМЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА)

Лейкократовые граниты и аляскиты наряду со щелочными и литий-фтористыми гранитами – конечные члены магматических серий гранитоидов малых и умеренных глубин. Учитывая тесную пространственную ассоциацию аляскитов и лейкократовых гранитов с предшествующими нормальными биотитовыми гранитами, их нередко считают поздней фазой единого гранитного комплекса. Однако многие исследователи относят их к самостоятельным комплексам, отвечающим гранит-аляскитовому формационному типу гранитоидов (Коптев-Дворников, 1952; Аникеева, 1965; Марин и др., 1967; Бескин, Марин, 1972 и др.). Основанием для этого служит наблюдавшееся на многих массивах прорывание биотитовых гранитов дополнительной и жильной фаз аляскитами и лейкократовыми гранитами главной фазы.

Сравнительный петрохимический анализ биотитовых гранитов и аляскит-лейкократовых гранитов показал отчетливое различие их по ряду петрохимических признаков. Главный из них – параметр Si/Al, превышающий 4,5 в аляскитах и лейкократовых гранитах, что свидетельствует главным образом об их пониженной глиноземистости. В нормальных биотитовых гранитах величина Si/Al колеблется в более широком диапазоне (3,5–4,5), что объясняется наличием среди них высоко- и среднеглиноземистых разностей (Айздердзис, 1974). На петрохимических диаграммах отмечается четкое разделение полей фигуративных точек химических составов аляскитовых и нормальных биотитовых гранитов (фиг. 1 и 2).

Вместе с тем известно, что с массивами аляскитовых гранитов пространственно и генетически связаны различные типы месторож-

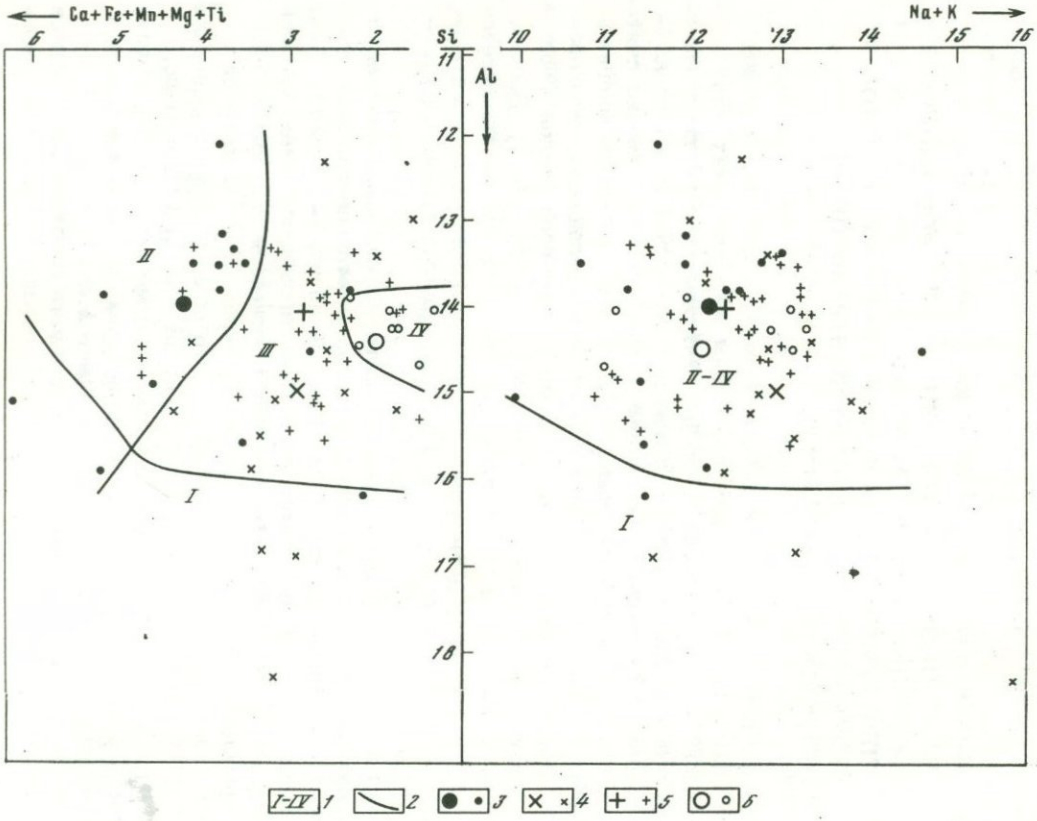


Рис. 1

Фиг. 1. Петрохимическая диаграмма в координатах Si–Al–Ca+Fe+Mn+Mg+Ti–Na+K

1 – поля фигуративных точек химических составов гранитов (*I* – группа высокоглиноземистых гранитоидов; *II–IV* – группа малоглиноземистых лейкократовых гранитов и аляскитов (массивы: *II* – Дунгалинский, Монастырский, Сибинский, *III* – Акжайляу и Бектауата, *IV* – Кызылрай); *2* – границы полей; *3–6* – фигуративные точки химических составов аляскитов и лейкократовых гранитов (малые значки – частные анализы, большие – средние; массивы: *3* – Дунгалинский, Монастырский, Сибинский, *4* – Бектауата, *5* – Акжайляу, *6* – Кызылрай)

Фиг. 2. Петрохимическая диаграмма в координатах Al–Ca+Fe+Mn+Mg+Ti–Na–K

Условные обозначения – см. фиг. 1

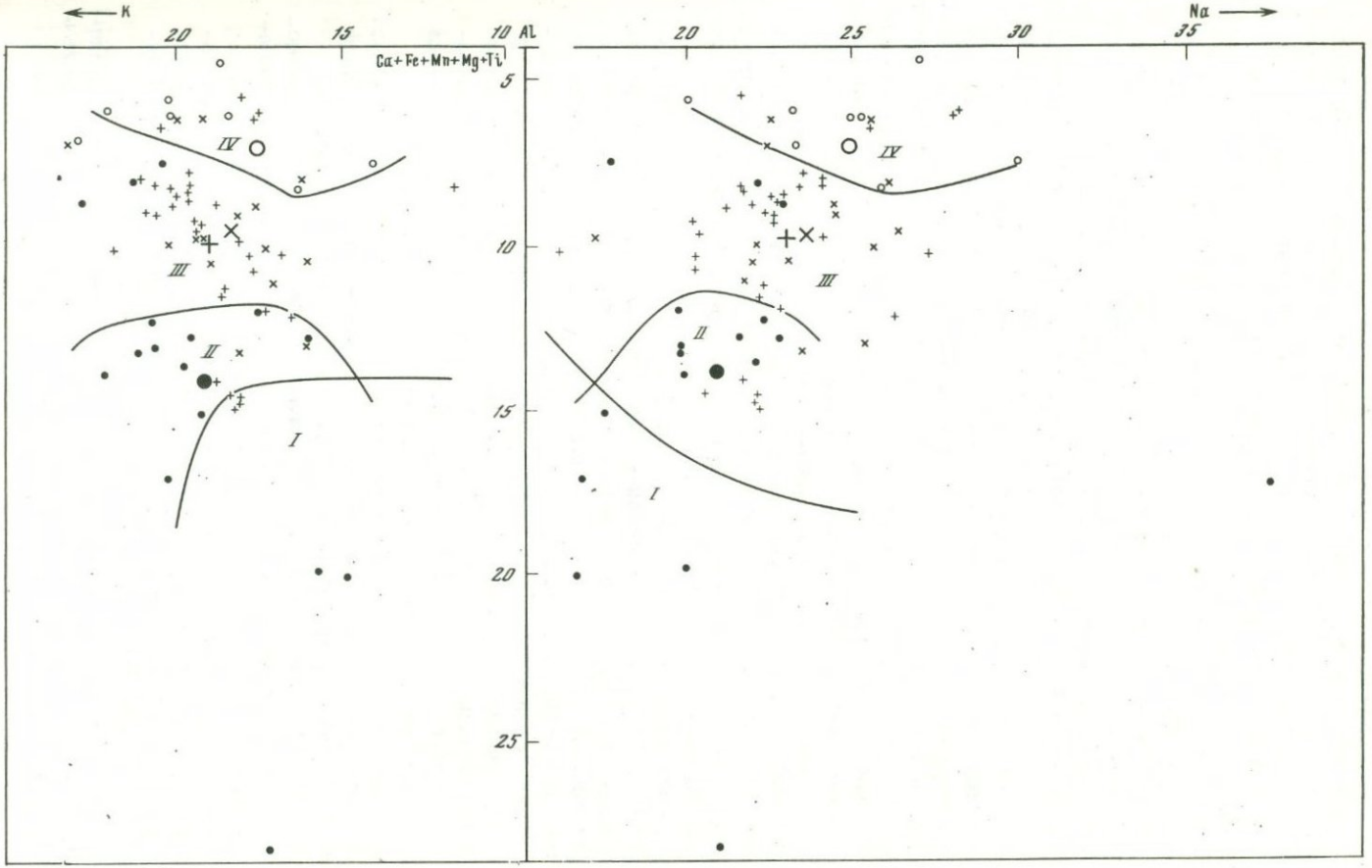


Рис. 2

дений (Аврашов, 1964; Леонтьев, 1969; Бескин, Марин, 1972, 1973). В данной работе сделана попытка установить, существует ли зависимость между петрохимическими особенностями различных в металлогеническом отношении массивов аляскит-лейкократовых гранитов, с одной стороны, и их геохимическими особенностями – с другой.

В качестве объектов были взяты наиболее типичные представители позднепалеозойских (P_{1-2}?) аляскитовых гранитов Центрального и Восточного Казахстана, характеризующихся различной металлогенической и геохимической спецификой: 1) массив Кызылрай с кварцевожильно-грейзеновыми рудопроявлениями W, Mo, Bi, 2) массивы Бектауата и Акжайляу с внутригранитными хрусталеносными пегматитами и 3) массивы Дунгалинский, Монастырский и Сибинский с незначительными Sn–W кварцевожильно-грейзеновыми проявлениями и внутригранитными шлировыми пегматитами с акцессорной бериллиевой и спорадически развитой литиевой минерализацией (Кокшаров, 1970). Пространственно с этими гранитами сопряжены линейные зоны редкометальных пегматитов, генетическая позиция которых спорна. Одни исследователи считают их конечными дифференциатами аляскитовых гранитов (Леонтьев, 1969, 1972), другие связывают с более ранними нормальными биотитовыми гранитами (Дьячков, 1972). Наряду с этим существует мнение об автономном развитии редкометальных пегматитов и отсутствии их гететической связи с наблюдаемыми массивами гранитов (Тихомирова, 1972; Бескин, Марин, 1973).

Геотектоническая позиция рассматриваемых массивов аляскит-лейкократовых гранитов неодинакова. Дунгалинский, Монастырский, Сибинский массивь аляскит-лейкократовых гранитов приурочены к орогенному Прииртышскому поднятию, возникшему в позднем палеозое на месте герцинской миогеоантиклинали. Развитые в ее пределах на геосинклинальном этапе ($D_3–C_1V_2$) отложения принадлежат к миогеоантиклинальному типу формаций. Они представлены терригенными алевролит-песчаниковыми комплексами суммарной мощностью около 3000 м. Эпигеосинклинальный орогенный этап начался с визейского века (Волочкович, 1967).

Бектауатинский, Кызылрайский массивы расположены в пределах Токраусской впадины, возникшей в позднепалеозойский орогенный этап на месте прогиба эвгеосинклинального типа. Характерная черта этой зоны – интенсивное развитие вулканической деятельности на протяжении всего геосинклинального этапа, начиная с раннего-среднего кембрия и кончая ранним визе. Базальты и андезит-базальты вверх по разрезу сменяются андезитами и андезит-дацитами. В образовавшейся в среднем визе на месте прогиба впадине также шло накопление вулканогенной (порфировой) формации (Бахтеев и др., 1971).

Акжайляуский массив расположен в восточной части Чингиз-Тарбагатайской зоны, являющейся частью каледонского консолидированного массива Центрального Казахстана (Тектоника Евразии, 1966).

В течение байкальской и каледонской гектонических эпох вплоть до силура эта зона характеризовалась эвгеосинклинальным режимом развития с интенсивно проявленным вулканизмом, вначале базальтового, затем – андезит-базальтового состава. Восточная часть зоны представляет собой длительно развивавшееся геоантиклинальное поднятие (Волочкович, 1967). На орогенном этапе на протяжении девона в пределах всей Чингиз-Тарбагатайской зоны сохранялась напряженная вулканическая деятельность. В $C_1^t-V_3$ в юго-восточной части зоны возникла Сарсазанская впадина, выполненная карбонатно-терригенно-туфогенной формацией. По составу, степени дислокации и большой мощности (до 3,5 км) она сходна с синхронными формациями смежной Зайсанской геосинклинали (Волочкович и др., 1971).

Формирование Акжайляуского массива связано с процессами позднепалеозойской гектоно-магматической активизации, проявившимися в ходе повторного орогенеза в пределах Сарсазанской впадины. Протекали они синхронно с накоплением порфировой формации в упомянутой выше Токрауской впадине. Позднепалеозойский орогенный режим в этих зонах сходен и характеризуется слабо выраженными дифференцированными восходящими движениями, не приводящими к горообразованию как таковому, а сопровождающимися активным магматизмом и в эффузивной, и в интрузивной форме (Богданов, 1965).

Несмотря на приуроченность к разнотипным структурам фундамента, имеются общие черты строения рассматриваемых массивов гранитоидов. Все они многофазны, последовательность формирования их в общем виде выглядит следующим образом: а) крупнозернистые аляскиты главной фазы, занимающие до 50% и более объема массивов; б) среднезернистые аляскиты 1-й дополнительной фазы, слагающие до 30% объема массивов; в) среднезернистые аляскиты 2-й дополнительной фазы, образующие пластовые залежи. Вместе с аляскитами 3-й дополнительной фазы и жильными аляскитами и аплитами они составляют не более 20% объема массивов (Бескин, Марин, 1973).

Нами сравнивались химические составы пород главных фаз, преобладающих в массивах и, по-видимому, наиболее полно отражающих их петрохимическую и геохимическую специфику в целом.

Для сопоставления петрохимических особенностей лейкократовых гранитов использованы предложенные ранее диаграммы:

1) $Si-Al-Ca+Fe+Mn+Mg+Ti-Na+K$,

2) $Al-Ca+Fe+Mn+Mg+Ti-Na-K$,

а также индикаторные отношения петрогенных элементов:

$Na+K/Ca+Fe+Mn+Mg+Ti$, $Na+K/Al$, Na/Ca, Na/K, Si/Al (Калита и др., 1972).

Положение фигуративных точек химических составов на петрохимических диаграммах (фиг. 1 и 2) и индикаторные отношения петрогенных элементов (табл. 1) свидетельствуют, что граниты рассмотренных массивов относятся к группе малоглиноземистых с

Таблица 1

Средние содержания (в %) окислов петрогенных элементов и редких щелочных металлов (10^{-4}%) в аляскитовых гранитах Центрального и Восточного Казахстана

Компоненты, индикаторные отношения	Малоглиноземистые аляскитовые лейкократовые граниты				Нормальные биотитовые граниты и адамеллиты	
	Дунгалинский, Монастырский, Сибинский массивы (17*)	Акжайляуский массив (15)	Бектауатинский массив (32)	Кызылрайский массив (7)	среднеглиноземистые; массивы Калдырминский, Куттуадамирек (12)	высокоглиноземистые; Прииртышский массив калбинского комплекса (32)
SiO_2	73,55	73,51	74,9	76,52	71,48	67,49
TiO_2	0,30	0,31	0,31	0,11	0,30	0,38
Al_2O_5	12,51	13,55	12,54	13,18	14,14	15,69
Fe_2O_3	1,08	1,21	0,95	0,55	1,69	1,55
FeO	1,67	1,03	0,57	1,03	1,25	3,27
MnO	0,04	0,04	0,06	0,3..	0,04	0,07
MgO	0,57	0,27	0,43	0,12	0,78	0,99
CaO	1,13	0,84	0,92	0,45	2,19	1,8
Na_2O	3,56	4,00	3,67	3,96	3,70	3,38

K_2O	4,81	4,72	4,62	4,22	3,68	4,16
Si/Al	4,98	4,62	5,07	4,94	4,29	3,64
$\frac{Na + K}{Ca + Mg + Fe + Mn + Ti}$	2,89	4,34	4,32	5,89	1,94	1,6
$\frac{Na + K}{Al}$	0,87	0,87	0,88	0,84	0,70	0,62
Na/Ca	5,60	8,67	7,38	16,0	3,03	3,40
Na/K	1,09	1,30	1,20	1,42	1,51	1,20

Акцессорные элементы в породах (г/т):

Rb	227(51)	122(16)	248(1)	230(5)
Li	84(48)	28(15)	31(49)	12(5)
Cs	25(31)	1,1(16)	2,7(50)	3,1(4)

* Число проб. Использовано 115 химических анализов лейкократовых гранитов и аляскитов, в том числе собственных и заимствованных из работ других исследователей (Гокоев, 1949; Леонтьев, 1969; Кокшаров, 1970а,б; Дьячков, 1972 и др.). По массивам Акжайляу и Бектауата использованы собственные данные по Li, Rb, Cs. Анализы выполнены в Бронницкой ГГЭ (Rb и Li – методом фотометрии пламени, Cs – нейтронно-активационным). Для массивов "монастырского" комплекса и массива Кызылрай использованы литературные данные (Леонтьев, 1969; Негрей и др., 1975).

Si/Al = 4,62–5,07. От высоко- и среднеглиноземистых гранитов они отличаются также более высоким содержанием кремнезема, щелочных металлов и меньшим – фемических компонентов (фиг. 1, табл. 1). На основании этого можно достаточно уверенно говорить о существовании петрохимических групп гранитоидов, соответствующих самостоятельным единицам в составе интрузивных гранитоидных серий (фазам – по мнению одних исследователей, комплексам – по мнению других).

Между собой аляскитовые граниты различаются главным образом по содержанию щелочноземельных элементов, о чем свидетельствуют отношения (Na + K)/(Ca + Fe + Mn + Mg + Ti) и Na/Cl. По величине этих петрохимических характеристик выделяются три подгруппы малоглиноземистых лейкократовых аляскитовых гранитов, соответствующие их подтипам по металлогенической специфике. Первую подгруппу составляют Дунгалинский, Монастырский и Сибинский массивы, для которых (Na + K/Ca + Fe + Mn + Mg + Ti) и Na/Ca равны соответственно 2,89 и 5,6. Вторая подгруппа представлена массивами Бектауата и Акжайляу, сопровождающимися хрусталеносными пегматитами. В них величины тех же характеристик заметно возрастают [(Na + K)/(Ca + Fe + Mn + Mg + Ti) = 4,33, Na/Ca 8,0]. Максимальных значений (5,9 и 16,0) они достигают и Кызылрайском массиве – подтипе грейзеноносных массивов. Особенно четко различаются аляскитовые–лейкократовые граниты первой и третьей подгрупп. Фигуративные точки химических составов аляскитов Бектауатинского и Акжайляуского массивов в основной своей массе также образуют изолированные поля на диаграммах. Но вместе с тем отмечаются и частичные перекрытия их с двумя описанными выше подгруппами малоглиноземистых гранитов (фиг. 1 и 2).

По величине Na_2O+K_2O между гранитами рассматриваемых массивов существенных отличий нет. Сумма окислов щелочных металлов варьирует в узких пределах (8,17 в массиве Кызылрай, 8,72 – в массиве Бектауата). При этом никакие закономерности в изменении Na_2O+K_2O в зависимости от металлогенической специфики отдельных массивов не отличаются. Это хорошо иллюстрируется положением фигуративных точек средних химических составов рассматриваемых массивов аляскитов на диаграмме Si–Al – Ca + Fe + Mn + + Mg + Ti – Na + K (фиг. 1).

В то же время намечаются некоторые различия по величине Na/K в результате главным образом изменения содержания натрия. Но различия эти настолько несущественны, что уместнее было бы говорить лишь о тенденции в изменении содержаний натрия, калия и их отношений. Так, например, грейзеноносные граниты (массив Кызылрай) несколько обогащены натрием, а граниты Дунгалинского, Монастырского, Сибинского массивов – калием, но в гораздо меньшей степени. Аляскитовые граниты, продуцирующие хрусталеносные пегматиты, по содержанию натрия занимают промежуточное положение, приближаются к массивам грейзеноносного типа. По содержанию калия незначительно различаются только крайние подгруппы аляскито-

вых гранитов (поля II и IV на фиг. 2). Одни из гранитов, с которыми генетически связаны хрусталеносные пегматиты, занимают промежуточное положение (массив Бектауата), другие (массив Акжайляу) содержат калий в таком же количестве, как и аляскитовые граниты Дунгалинского, Монастырского и Сибинского массивов.

В отличие от натрия и калия содержание редких щелочных металлов варьирует в очень больших пределах. Но закономерное изменение их по всем трем выделенным петрохимическим подгруппам малоглиноземистых лейкократовых гранитов не наблюдается. В целом отмечается бимодальное распределение Rb, Li, Cs. Лейкократовые граниты, сопровождающиеся хрусталеносными пегматитами и кварцевожильно-гнейзеновыми образованиями (массивы Акжайляу, Бектауата, Кызылрай), характеризуются близким содержанием этих элементов. Среднее количество рубидия в них – кларковое для гранитов ($200 \cdot 10^{-4}$%), лития и цезия вдвое меньше их кларковых величин (Li $24 \cdot 10^{-4}$, Cs $2{,}3 \cdot 10^{-4}$%). По сравнению с ними лейкократовые граниты Дунгалинского, Сибинского и Монастырского массивов содержат редкие щелочные металлы в повышенных по сравнению с кларковыми количествах.

Вместе с тем известно, что разные группы полезных ископаемых закономерно связаны с определенными типами глубинных региональных структур (Херасков, 1958; Волочкович, 1960; Смирнов, 1961 и др.). В частности, установлено, что оруденения более литофильного геохимического типа приурочены к структурам, испытавшим до этапа рудообразования более интенсивное и длительное активное воздымание и, как следствие этого, по-видимому, активное формирование сиалического слоя (Волочкович и др., 1971, 1973).

Проведенное ранее исследование показало, что однотипные в формационном отношении гранитоиды (в том числе и аляскитовые) с различным содержанием редких щелочных металлов обнаруживают ту же закономерную связь с определенными типами геологических структур (Тихомирова, 1975).

Геотектоническая позиция рассматриваемых в данной работе аляскитовых гранитов с различной концентрацией Rb, Li, Cs также подчиняется этим закономерностям. Так, Дунгалинский, Монастырский и Сибинский массивы аляскитовых гранитов, содержащих повышенные концентрации редких щелочных металлов, приурочены к орогенному поднятию, наложенному на миогеоантиклиналь. Отличительная черта данной структуры – ее амагматичность на геосинклинальном этапе и ярко выраженная тенденция к воздыманию как на геосинклинальном, так и на орогенном этапах развития складчатой области.

В структуре, прямо противоположной по режиму развития, находятся Бектауатинский и Кызылрайский массивы, расположенные в вулканогенной впадине, образованной в орогенный этап на месте эвгеосинклинального прогиба. Характерная особенность этой структуры – повышенная магматическая активность и преобладающая тенденция к погружению, особенно ярко проявленная в начальный период геосинклинального этапа и унаследованная затем в орогенный

этап. К этой структуре тектонической позиции близка по типу структурно-тектоническая позиция Акжайляуского массива. Образование его связано с процессами повторного орогенеза или тектономагматической активизации в пределах ранее сформированной орогенной впадины.

ВЫВОДЫ

1. Рассматриваемые аляскиты – лейкократовые граниты представляют самостоятельную в петрохимическом отношении группу малоглиноземистых гранитов, четко отличающуюся от средне- и высокоглиноземистых нормальных биотитовых гранитов и адамеллитов по ряду главнейших петрохимических характеристик (Si/Al, SiO_2, суммарному количеству щелочных металлов и фемических компонентов).

2. По содержанию щелочноземельных элементов среди малоглиноземистых гранитов выделяются три подгруппы, соответствующие их подтипам с разной рудной специализацией. По величине Na_2O+K_2O существенных отличий не наблюдается.

3. В отличие от натрия и калия содержание редких щелочных металлов варьирует в широких пределах. Наиболее высокое содержание их отмечается в лейкократовых-аляскитовых гранитах, характеризующихся наибольшей величиной фемической составляющей. В аляскитовых гранитах остальных двух подгрупп закономерная зависимость содержаний редких щелочных металлов от петрохимических особенностей гранитов не отмечается.

4. Вместе с тем наблюдается закономерная связь массивов аляскитовых гранитов, содержащих различное количество редких щелочных металлов, с определенными типами глубинных геологических структур. Аляскитовые граниты, обогащенные Rb, Li, Cs, приурочены к структурам, испытавшим наиболее длительное и интенсивное активное воздымание и, как следствие, по-видимому, активное формирование сиалического слоя и вместе с этим максимальный приток в верхние слои земной коры литофильных элементов. В противоположность им образование аляскитовых гранитов с низким содержанием редких щелочных металлов происходило в зонах, характеризующихся преобладающей тенденцией к погружению и повышенной магматической активностью на протяжении всего геосинклинального этапа, предшествующего периоду гранитообразования.

ЛИТЕРАТУРА

Аврашов А.С. Петрохимические особенности некоторых гранитных интрузивов Центрального Казахстана. – Труды ВНИИСИМС, 1964, т. 8.

Айздердзис Д.Я. Геолого-петрохимические особенности верхнепалеозойских пегматитоносных гранитов и критерии связи редкометального пегматитового оруденения с гранитами. – Тезисы к совещ. по соврем. проблемам геологии. Изд-во Воронежского ГУ, 1974.

Аникеева Н.Ф. О парагеосинклинальной формации аляскитовых гранитов. – ДАН СССР, 161, № 3, 1965. 161, № 3.

Бахтеев М.К., Михайлов А.Е., Положихина В.И., Попов В.С., Щербакова М.Н., Успенский Е.П., Ушатинская Г.Т. Очерк геологического строения Северо-Западного Прибалхашья. – Вопросы геологии Центр. Казахстана, т. 10, 1971. Изд-во МГУ.

Бескин С.М., Марин Ю.Б. Некоторые вопросы изучения гранитоидных формаций малых и средних глубин. – Зап.Всес. Мин. об-ва, 1972, 2-я серия, ч. 101.

Бескин С.М., Марин Ю.Б. Типы редкометальных месторождений гранитовых формаций. – Зап. Всес. Мин. об-ва, ч. 102, вып. 3. 1973, ч. 102, вып. 3.

Богданов А.А. Тектоническое районирование палеозоид Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. – Бюлл. МОИП, 1965, 40 (5).

Волочкович К.Л. К вопросу о структурном положении Горно-алтайской редкометальной провинции. – Труды ИМГРЭ, вып. 4, Изд-во АН СССР, 1960.

Волочкович К.Л. Тектоническое положение редкометальных металлогенических зон в Алтае-Зайсанской складчатой области. – В кн.: "Рифеиды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов". М., "Наука", 1967.

Волочкович К.Л., Алтухов Е.А., Красильников Б.Н., Смирнов А.Д. Тектонические факторы, контролирующие размещение редкометальных металлогенических зон некоторых частей Тихоокеанского и Атлантического сегментов. – В кн.: "Основные проблемы Тихоокеанского рудного пояса". Владивосток, 1971.

Волочкович К.Л., Гаврилин Р.Д., Ифантопуло Т.Н. Типы палеозойских структур Южного Тянь-Шаня, их магматизм и металлогеническая характеристика. М., "Наука", 1973.

Гокоев А.Г. К сравнительной характеристике некоторых пермских интрузий Сары-Арка (Центральный Казахстан). – Изв. АН КазССР, Геол., 1949, вып. 2.

Дьячков Б.А. Интрузивный магматизм и металлогения Восточной Калбы. М., "Недра", 1972.

Калита А.П., Айздердэис Д.Я., Мелентьев Г.Б. Филиппова Ю.И., Большакова Т.Н. Сравнительный петрохимический анализ редкометальных гранитных пегматитов. – Геохимия, 1972, № 7.

Кокшаров В.А. К характеристике пегматитов и силекситов Джунгалинского гранитного массива и их генетических особенностей. – Труды ИГН им. Сатпаева, т. 29, 1970а.

Кокшаров В.А. Геологические и петрохимические особенности Джунгалинского массива. – Там же, 1970б.

Коптев-Дворников В.С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов. – Изв. АН СССР, Геол., 1952, № 4.

Леонтьев А.Н. Формация позднегерцинских редкометаллоносных гранитов и редкометальные поля Прииртышья. М., "Наука", 1969.

Леонтьев А.Н. Пространственные отношения редкометальных гранитов, пегматитов и гидротермалитов. М., "Недра", 1972.

Марин Ю.Б., Эфрос Б.Д., Бескин С.М., Афанасьева Е.П. Некоторые особенности выделения хрусталеносных гранитных интрузивов – Зап. ЛГИ, 52, вып. 2, 1967. т. 52, вып. 2.

Негрей Е.В., Сапожников В.Г., Яшухин О.И. Редкие щелочи в верхнепалеозойских гранитах Токрауской впадины. – Бюлл. МОИП, Отд. геол., 1975, т. 50, № 5.

Смирнов В.И. Металлогения тектонических секторов геосинклиналей. – Вестн. МГУ, Геол., 1961, № 1.
Тектоника Евразии. "Наука", 1966.
Тихомирова Н.И. О механизме образования редкометальных пегматитов в связи с процессами региональной гранитизации. Метасоматизм и рудообразование (Краткие тезисы к конференции). Л., 1972.
Тихомирова Н.И. Распределение лития, рубидия и цезия в главнейших формационных типах гранитоидов в зависимости от их тектонического положения. – ЭИ ВИЭМС, Геол., методы поисков и разведки месторожд. металлич. полезн. ископаемых, № 1, 1975, № 11.
Херасков Н.П. Роль тектоники в изучении закономерностей размещения полезных ископаемых в земной коре. – В кн.: "Закономерности размещ. полезн. ископ.", т. I. Изд-во АН СССР, 1958.

Н. А. Солодов

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ РАЗВИТИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ В БУДУЩЕМ

ВВЕДЕНИЕ

Не будет большим преувеличением сказать, что у истоков создания минерально-сырьевой базы редких металлов стоял К.А. Власов. Под его руководством и при непосредственном участии были созданы научные основы поисков редкометальных месторождений и разработаны главные направления геологоразведочных и исследовательских работ по этой отрасли.

Идеи К.А. Власова и его ближайших учеников способствовали успешному обеспечению промышленности и новой техники редкими металлами. По существу, сейчас наше народное хозяйство не испытывает каких-либо серьезных затруднений с сырьем ни по одному редкому элементу. Но работы по совершенствованию редкометальной сырьевой базы продолжаются. И они прежде всего направлены на выявление новых более крупных, более богатых, а самое главное более экономически эффективных типов месторождений, новых высокорентабельных источников получения редких металлов. Это задача номер один, и она никогда не потеряет актуальности в будущем.

Вторая задача – улучшение географо-экономического размещения минерально-сырьевой базы страны.

Третья задача – сугубо технологическая, но она волнует и будет волновать геологов не меньше, чем технологов.

Эти три главных аспекта развития будущей минерально-сырьевой базы редких металлов нам и хотелось бы обсудить в данной статье. Но сначала несколько слов о примерных масштабах потребления редких металлов в обозримом будущем.

О ПРИМЕРНЫХ МАСШТАБАХ ПОТРЕБЛЕНИЯ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ В БУДУЩЕМ

Из современных масштабов мировой добычи редких элементов в сравнении с другими (черными, цветными, малыми) металлами следует (табл. 1), что цветные и черные металлы добываются сотнями тысяч и миллионами тонн, железо – даже сотнями миллионов тонн, а мировая добыча большинства редких металлов не превышает сотен тонн, десятков и даже единиц тонн. Лишь добыча лития, ниобия, цериевых земель исчисляется тысячами тонн, стронция – десятками тысяч тонн, и только добыча циркония превышает 100 тыс. т.

Вполне очевидно, что редкие элементы благодаря уникальности своих свойств найдут в будущем новые емкие области применения, что наряду с увеличением их потребления в уже известных областях потребует резкого роста объемов их добычи. Конечно, сейчас трудно определить точные цифры потребления всех редких металлов, но для многих из них порядок объемов потребления на рубеже 2000 г. и за его пределами вполне можно наметить уже сегодня.

В наши дни становится очевидным, что развитие многих отраслей современной промышленности и новой техники вполне может обойтись без чугуна, железа и стали, но оно совершенно не мыслимо без редких металлов. Таковы отрасли радио– и электротехники, самолето– и ракетостроения, электроники, кибернетики, атомной и термоядерной энергетики, плазменной техники, промышленности средств связи и многие другие.

На следующих примерах можно проиллюстрировать примерный масштаб потребления наиболее важных редких элементов.

Таблица 1

Годовая добыча металлов за рубежом

Годовая добыча, т	Редкие металлы	Другие металлы	Годовая добыча, т	Редкие металлы	Другие металлы
$n \cdot 10^8$	–	Fe	$n \cdot 10^3$	Nb, Li, Se*	Hg, Bi, Ag, Au
$n \cdot 10^7$	–	Al	$n \cdot 10^2$	Ta, Be, Y, Te*, Be*	–
$n \cdot 10^6$	–	Mn, Cr, Ti, Cu, Zn, Pb	$n \cdot 10^1$	Rb, Cs, Ga, In, Hf	Pt
$n \cdot 10^5$	Zr	Ni, Sn, B, Mg	n	Re, Ga	–
$n \cdot 10^4$	V, Sr, Cd, U TRCl	Co, W, Mo, Sb, As	$n \cdot 10^{-1}$	Sc	–

*Металлоиды теллур и селен в группу металлов включены условно.

Мировое потребление алюминия и титана в самолето- и ракетостроении давно перевалило за 1 млн. т в год и к 2000 г. оно, по прогнозу специалистов, составит несколько миллионов тонн. Но эти металлы не самые легкие из числа могущих быть использованными в качестве конструкционных материалов в авиации и ракетостроении. Если хотя бы частично заменить в воздухоплавательных аппаратах алюминий (уд.вес 2,7) и титан (4,5) сплавами с бериллием (1,8) и литием (0,53), чтобы вес их конструкций был облегчен хотя бы на 30%, то это позволит перевозить в 2 раза больше полезного груза и, следовательно, в 2 раза снизить себестоимость перевозок. Поэтому во всех воздухоплавательных конструкторских бюро мира ведутся интенсивные работы по изысканию более легких конструкционных материалов. Если в будущем хотя бы 10% алюминия и титана будет заменено бериллием и литием, то это потребует производства последних на уровне нескольких сотен тысяч тонн, тогда как в наши дни мировое производство лития исчисляется тысячами тонн, а бериллия – всего несколькими сотнями тонн.

По литию наряду с авиа- и ракетостроением емкими потребителями на рубеже 2000 г. могут оказаться термоядерная энергетика и кондиционирование воздуха.

Мировое потребление ниобия (без учета потребностей социалистических стран), используемого в основном на производство спецсталей, уже сейчас достигает 10 тыс. т. в год. Поскольку по прогнозам специалистов добыча железа возрастет к 2000 г. в 2,2 раза (а точность прогноза по этому металлу не вызывает сомнений) и к тому же доля качественных сталей в общем производстве железа увеличится по меньшей мере в 3–4 раза, потребление ниобия возрастет примерно в 10 раз и, значит, потребность в нем превысит 100 тыс. т.

Редкие элементы цериевой группы в наши дни суммарно во всех странах мира потребляются десятками тысяч тонн, а в связи с быстрым ростом их использования при производстве высококачественного чугуна мировое потребление этих элементов к 2000 г. может также увеличиться до 100 тыс. т.

Примерно такого же масштаба достигнет мировое потребление стронция, так как уже сейчас он используется в количестве нескольких десятков тысяч тонн ежегодно.

По подсчетам специалистов США, в 2000 г. им потребуется 1900–2100 т тантала. С этим вполне можно согласиться: в настоящее время США потребляют тантала 650–750 т. Тогда мировое потребление тантала составит в 2000 г. не менее 5 тыс. т в год.

Для широкого развития плазменной техники и МГД-генераторов, а также межпланетных полетов могут потребоваться многие тысячи тонн рубидия и цезия (не говоря уже о их использовании в химической промышленности в качестве катализаторов и др.), несмотря на то, что их нынешнее мировое потребление (в виде солей и металлов) не превышает десятков тонн.

Таблица 2

Кларки элементов

Декады	Редкие элементы	Другие элементы	Декады	Редкие элементы	Другие элементы
$n \cdot 10$	–	O, Si	$n \cdot 10^{-4}$	Pr, Sm, Gd, Dy, Tb, Be, Cs, Er, Ta, U, Ho, Ge, Eu, Hf, Tl	Sn, Br, As, W, Mo
n	–	Al, Fe, Ca, K, Na, Mg			
$n \cdot 10^{-1}$	–	Ti, Mn	$n \cdot 10^{-5}$	Lu, Yb, Tu, In, Cd	Sb, J
$n \cdot 10^{-2}$	Sr, Zr, Rb	P, F, S, Cl, Ba			
$n \cdot 10^{-3}$	V, Ce, Nd, Li, Y, La, Nb, Ca, Th, Sc, Ga	Zn, Cr, Ni, Cu, C, N, Co, Pb, B	$n \cdot 10^{-6}$	Se	Hg, Ag, Pd, Pt
			$n \cdot 10^{-7}$	Te	Bi, Au, Ir, Ru, Rh, Os
			$n \cdot 10^{-8}$	Re	–

Таблица 3

Мировые запасы металлов (без стран социалистического лагеря)

Запасы металлов, т	Редкие металлы	Другие металлы	Запасы металлов, т	Редкие металлы	Другие металлы
$n \cdot 10^{11}$	–	Fe	$n \cdot 10^{5}$	U, Rb, Cs, Be, Ta, Cd, Ge, Ga	W, Hg, Ag
$n \cdot 10^{9}$	–	Al			
$n \cdot 10^{8}$	–	Mn, Cr, Cu, Zn	$n \cdot 10^{4}$	Se, Re, Tl	Bi, Au
$n \cdot 10^{7}$	V, Nb, ΣCe, Li	Ti, Ni, Pb	$n \cdot 10^{3}$	Te, In	–
			$n \cdot 10^{2}$	–	Pt, Pd
$n \cdot 10^{6}$	ΣY	Co, Mo, Sn, Sb	$n \cdot 10^{1}$	–	Ir, Os, Ru

В краткой статье невозможно более или менее полно рассмотреть даже основные отрасли применения редких металлов – их сейчас насчитывается более тысячи (Коган, 1968). Отметим только еще двух емких потребителей редких элементов в будущем – транспортную (автомашины, вагоны, суда) и строительную индустрию, которые нуждаются в легких конструкционных материалах и замене железа на алюминий. Уже сейчас эти отрасли потребляют половину все-

Таблица 4

Запасы наиболее крупных месторождений металлов

Запасы месторождений, т	Редкие металлы	Другие металлы	Запасы месторождений, т	Редкие металлы	Другие металлы
$n \cdot 10^9$	–	Fe	$n \cdot 10^4$	Cd, Se, Ge Be, Hf, Ga	W, Hg, Sb, Bi, Ag,
$n \cdot 10^8$	–	Cr, Al	$n \cdot 10^3$	In, Te, Tl	Au
$n \cdot 10^7$	ΣCe	Mn, Ti	$n \cdot 10^2$	Re	–
$n \cdot 10^6$	Nb, Li, Sr, Zr, Rb	Ni, Cu, Zn, Ba	$n \cdot 10$	–	Pt, Pd
$n \cdot 10^5$	ΣY, V, Ta	Co, Mo, Pb, Sn	n	–	Ir, Os, Ru, Rh

Таблица 5

Порядок максимальных средних содержаний металлов в рудах промышленных месторождений

Порядок содержания металлов в руде, %	Редкие металлы	Другие металлы	Порядок содержания металлов в руде, %	Редкие металлы	Другие металлы
$10n$	Sr, Zr	Fe, Al, Mn, Cr, Ti, Zn, Sb, Ba	$0{,}0\,n$	Ta, Cd, Se, Hf	Ag
			$0{,}00\,n$	In, Te, Ga, Tl, Sc	Au
n	Ce, Nb, Li, V	Ni, W, Cu Hg, Pb, Sn	$0{,}000\,n$	Re	Pt, Po
$0{,}n$	Be, Rb, Cs, Y, U, Ge	Co, Mo	$0{,}0000\,n$	–	Os, Ru, Rh Ir

го алюминия. А производство алюминия к 2000 г., по прогнозам специалистов, возрастет в 10 раз и составит около 100 млн. т в год. Использование алюминия частично или полностью вместо железа в наземном и водном транспорте, а также в ультравысотном и антисейсмическом строительстве потребует создания новых сплавов с редкими металлами в качестве присадок и легирующих добавок. Даже если эти добавки в сплавы алюминия составят всего 0,1%, то для этого потребуется 100 тыс. т редких металлов.

Таким образом, по многим редким металлам (литию, бериллию, ниобию, редкоземельным элементам, стронцию, цирконию) уже сейчас имеются основания ожидать роста потребности в 2000 г. до

десятков тысяч , а то и сотен тысяч тонн, а по таким металлам, как рубидий, цезий, тантал, – до многих тысяч тонн. По этим и другим редким элементам могут быть выявлены новые, на сегодня совершенно неожиданные, области их использования, которые также потребуют многократного, иногда в десятки раз, увеличения добычи данных металлов.

Естественно, возникает вопрос: сможет ли мировая минерально-сырьевая база обеспечить такие масштабы добычи редких металлов?

По некоторым металлам (например, литию, ниобию) уже выявленные в мире месторождения позволяют достигнуть требуемой добычи их на уровне до 100 тыс. т в год. По другим (например, бериллию) нынешние мировые запасы которого не достигают и 700 тыс. т, конечно, потребуется усиленное проведение дополнительных поисково-разведочных работ для обеспечения мировой потребности в нем на уровне 100 тыс. т в год.

Во всяком случае одно можно утверждать с несомненностью: почти по любому редкому металлу (за единичными исключениями, например, по рению или некоторым из малораспространенных индивидуальных редкоземельных элементов) может быть создана минерально-сырьевая база, могущая обеспечить годовую потребность в нем, превышающую 100 тыс. т в год. Эта уверенность основывается на том, что кларки большинства редких металлов не меньше, а даже больше, чем у таких обычных в повседневном обиходе металлов как, например, медь, цинк и свинец (табл. 2), а они добываются сотнями тысяч и даже миллионами тонн (табл. 1). Способность концентрироваться в месторождениях у редких элементов такая же, как и у цветных, легирующих и малых металлов, о чем можно судить по соизмеримости мировых запасов редких и нередких металлов (табл. 3), сопоставимости масштабов их самых крупных месторождений (табл. 4) и равновеликости содержания в рудах (табл. 5). Медь, цинк и свинец, также как и цезий, бериллий, литий, стронций, в своих месторождениях по сравнению с кларком концентрируются в тысячи и десятки тысяч раз больших количествах.

НОВЫЕ ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И НОВЫЕ ИСТОЧНИКИ ДОБЫЧИ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ

Минерально-сырьевая база редких металлов и в СССР и в зарубежных странах находится еще в стадии создания и постепенного обновления. Всего 30–35 лет назад ее основу составляли редкометальные пегматиты, их коры выветривания (литий, рубидий, цезий, бериллий, тантал, иттрий, р.з.э. иттриевой группы, галлий, таллий, скандий, гафний и др.) и россыпные месторождения (цирконий, р.з.э, ниобий и др.). Мировая добыча многих редких металлов в то время составляла килограммы и тонны, редко – десятки и сотни тонн.

За последние два–три десятилетия во всем мире и особенно в СССР выявлены десятки новых генетических типов редкометальных месторождений, однако в структуре добычи редких металлов кардинальных изменений пока не произошло, так как фактический срок отработки месторождений обычно составляет не менее 30–50 лет и старые объекты еще не выработаны. Освоение месторождений вновь выявленных типов еще впереди. Зная эти типы, а также учитывая последние достижения геохимии и минерагении редких элементов, можно наметить главные направления создания их минерально–сырьевой базы на 2000 год и позже.

Если до недавнего времени основная масса редких металлов добывалась из месторождений, генетически связанных с кислыми породами, то в будущем они станут добываться главным образом из месторождений, связанных со щелочными породами. Об этом свидетельствует анализ распределения мировых запасов редких металлов в эндогенных месторождениях по главным редкометальным формациям и генетическим группам рудных образований (Солодов, 1977, 1978). Из всех известных в настоящее время мировых запасов редких металлов, сосредоточенных в эндогенных рудах, на месторождения, связанные со щелочными породами, приходится 99% стронция, 94% иттрия и р.з.э. иттриевой группы, все 100% р.з.э. цериевой группы[1], 98% циркония и гафния, 89% ниобия, 58% тантала и 50% рубидия (табл. 6). Пока только запасы лития, цезия и бериллия почти целиком приурочены к месторождениям, связанным с кислыми породами. Но и по этим металлам в последнее время выявляются большие концентрации в щелочных месторождениях, из которых будет вполне рентабельно их промышленное получение. Литий обнаружен при содержании в несколько десятых долей процента в коре выветривания щелочных массивов при запасах, превышающих 100 тыс. тонн. Для рубидия уже имеются отличные технологические разработки по его попутному извлечению из содовой рапы, получаемой при переработке нефелиновых концентратов на алюминий. Очень высокие концентрации цезия (до 0,2%) выявлены в астрофиллитсодержащих породах, а по бериллию обнаружены богатые месторождения барилита в фенитах и гентгельвина в микроклиновых метасоматитах. Поэтому нет никакого сомнения в том, что в перспективе все без исключения литофильные редкие металлы будут добываться из щелочных месторождений, причем большинство их – только из щелочных.

Основные промышленные типы редкометальных месторождений из числа связанных со щелочными породами по танталу, иттрию и иттриевым р.з.э. – щелочные граниты, по ниобию – пирохлороносные

---

[1] Под запасами иттрия и р.з.э. иттриевой группы разумеются запасы всех редкоземельных элементов в месторождениях с селективно иттриевыми минералами, а под запасами цериевых – запасы всех радкоземельных элементов в существенно цериевых месторождениях.

карбонатиты, по цериевым землям – карбонатиты с бастнезитом. Совершенно особое промышленное значение приобретут месторождения редкометаллоносных агпаитовых нефелиновых сиенитов, которые обладают неисчерпаемыми запасами тантала, ниобия, редких земель, циркония, гафния, титана и многих других металлов (Овчинников, Солодов, 1976, Солодов 1977, 1978).

Резкие изменения должны произойти в источниках добычи бериллия, потребность в котором, как уже сказано, в 2000 г. и за его пределами будет исчисляться десятками тысяч тонн. Сейчас он по данным мировой практики в основном получается при переработке берилла, добываемого из пегматитов и в меньшей степени из грейзеновых месторождений. На эти месторождения мелкие и бедные, и содержание BeO в самом минерале относительно невелико (10–12%). На смену бериллоносным месторождениям придут месторождения разнообразных флюоритовых, реже – существенно мусковитовых метасоматитов с фенакитом, бертрандитом, гельбертрандитом, бехоитом, содержащими BeO до 40% и более. Запасы и концентрация бериллия в этих месторождениях на порядок выше, чем в бериллоносных месторождениях. Такие месторождения были выявлены благодаря успехам геофизических методов поисков, и об их существовании еще совсем недавно не могли догадываться даже наиболее прозорливые геохимики и специалисты по бериллию.

Невероятных масштабов достигнет добыча полезных ископаемых из природных высокоминерализованных вод: из поверхностной рапы озер, усыхающих морских заливов, межкристальной рапы соляных толщ, глубокозалегающих подземных рассолов и самоизливающихся вод минеральных источников, а также непосредственно из морской воды Мирового океана. Уже сейчас половина всех учтенных мировых запасов лития приходится на высокоминерализованные воды, а в США бóльшая часть этого металла получается из них и в наши дни. Не менее грандиозны перспективные запасы в этом типе минерального сырья и многих других элементов (стронций, рубидий, цезий, калий, натрий, магний, таллий, галлий, рений, германий, радиоактивные металлы, мышьяк, молибден, вольфрам и др.), не говоря уже о броме, иоде, боре, которые и в настоящее время получаются в основном из вод. Легкость добычи вод, большая ценность заключенных в них веществ и нахождение полезных компонентов в готовой для извлечения форме ставят этот генетический тип природного сырья вне конкурса, и его широкое использование в будущем несомненно.

Наконец, из многочисленных перспективных типов минерального сырья хотелось бы остановиться еще на одном – попутно добываемых слюдах. Их большая промышленная значимость в будущем определяется двумя факторами: 1) в силу своей кристаллохимической конституции они являются своего рода геохимической кладовой самых разнообразных минералов (литий, рубидий, цезий, галлий, таллий, германий, тантал, ниобий, скандий), не говоря уже о калии и магнии, входящих в их основной состав; 2) слюды после полевых шпатов и кварца – самые распространенные минералы земной коры.

Таблица 6

Распределение мировых запасов редких металлов по редкоме месторождений (в %)

Редкометальная формация	Li	Rb	Cs
Месторождения, связанные с кислыми породами			
Редкометальные граниты	3	16	–
Гранитные пегматиты	95	14	73
Метасоматиты в связи с гранитными пегматитами	0,03	2,4	23
Грейзеновые образования	1,9	12,5	2
Гидротермальные образования	–	–	–
Флюоритовые бериллие-носные метасоматиты	0,07	4,9	–
Кислые эффузивы	–	0,2	2
Итого	100	50	100
Месторождения, связанные со щелочными породами			
Метасоматиты вне видимой связи с щелочными породами	–	–	–
Щелочные граниты	–	–	–
Метасоматиты в связи с щелочными гранитами	–	–	–
Ультраосновные-щелочные породы и связанные с ними карбонатиты и метасоматиты	–	–	–
Метасоматиты в связи с миаскитами	–	–	–
Агпаитовые нефелиновые сиениты	–	50	–
Фениты	–	–	–
Итого	0	50	0

Содержание их в земной коре составляет несколько процентов, а в месторождениях различных полезных ископаемых – даже десятки процентов (мусковит, эфесит и другие светлые слюды – в месторождениях бериллия и флюорита, флогопит – в месторождениях изумруда и железа, биотит – в месторождениях ниобия и околопегматитовых местасоматитах и т.д.).

В настоящее время во всем мире ежегодно попутно с другими полезными ископаемыми добываются многие миллионы тонн слюды, которая пока в основном складируется в отвалах. Однако в будущем для человечества будет слишком расточительно устраивать слюдяные хвостохранилища, создание и поддержание которых в рабочем состоянии обходится на некоторых рудниках в миллионы рублей. Ко-

тальным формациям и главным генетическим группам эндогенных

Be	Sr	TR_Y	TR_{Ce}	Zr	Nb	Ta
			Месторождения, связанные с кислыми породами			
–	–	–	–	–	0,2	5
57	–	–	–	–	1,9	37,5
–	–	–	–	–	–	–
5	–	–	–	–	–	–
–	1	4,5	–	1,7	–	–
36	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–
98	1	4,5	–	1,7	2	42,5
			Месторождения, связанные со щелочными породами			
1	–	–	–	–	–	–
–	–	91	–	33	11	25
–	–	4,5	–	4	0,3	1,2
–	?	–	44	20	67	3,8
–	–	–	0,6	8,3	8	2,5
–	99	–	55,4	33	12	25
1	–	–	–	–	–	–
2	99	95,5	100	98,3	98	57,5

нечно, целесообразнее использовать слюду как минеральное сырье, получая полезные продукты и к тому же ликвидировав дорогостоящие отвалы, уродующие зеленую зону наших городов и поселков.

Уже сейчас проводятся весьма успешные опыты в полупромышленных масштабах по извлечению лития, рубидия и цезия из флогопитовых хвостов, остающихся после извлечения берилла, и из слюдяных хвостов флотации флюорита и др. Недавно К.И. Чепижный с сотрудниками путем глубокого кислотно-гидротермального выщелачивания из биотита и флогопита получили новый материал, представляющий собой рыхлый кремнезем с колоссальной удельной поверхностью, отличными звуко-, электро- и теплоизоляционными свойствами, с большой кислотно- и термостойкостью, который най-

дет огромное применение в самых разнообразных областях народного хозяйства. А все выщелачиваемые из биотита металлы, естественно, могут быть утилизированы самостоятельно. Таким образом, попутно добываемые слюды могут быть использованы полностью, на все 100%, и в будущем из отбросов, загрязняющих нашу планету, превратятся в ценное минеральное сырье.

Итак, основу минерально-сырьевой базы редких металлов в перспективе скорее всего составят четыре обширные группы новых источников их добычи: щелочные месторождения, высокоминерализованные воды, попутно добываемые слюды и разнообразные флюоритовые, реже – существенно мусковитовые метасоматиты с фенакитом, бертрандитом, бехоитом, гельбертрандитом.

РАЗМЕЩЕНИЕ СЫРЬЕВЫХ РЕСУРСОВ В БУДУЩЕМ

До революции в нашей стране было всего три крупных горно-рудных провинции: Урал, Кавказ и Восточное Забайкалье, не считая мелких золотых приисков, разбросанных по всей Сибири. Когда в Советское время началось создание отечественной минерально-сырьевой базы редких металлов, то поисковые работы проводились главным образом в горных районах, т.е. геосинклинальных складчатых областях: на Кавказе, Урале, в Средней Азии, на Алтае, в

Таблица 7

Распределение мировых запасов редких металлов в эндогенных
ного шара (в %)

Геотектонические структуры	Li	Rb	Cs	Be
Геосинклинальные области фанерозоя	24,0	17,5	9,5	33,3
Докембрийские платформы и срединные массивы	76,0	82,5	90,5	66,7
Платформы Лавразии	48,3	53,7	56,0	35,4
Платформы и массивы пояса Тетис	5,7	16,3	-	6,9
Платформы Гондваны	22,0	12,5	34,5	24,5
Южно-Американская	1,7	0,1	0,8	16,4
Африканская	18,1	12,2	32,5	5,5
Индийская	0,6	0,1	0,4	1,8
Австралийская	1,6	0,1	0,8	0,8

Забайкалье и других, так как пегматиты (основной тип редкометальных месторождений) имелись в любой из этих провинций. В результате были выявлены и освоены редкометальные месторождения.

Однако сравнительно недавно было показано (Солодов, 1969, 1971), что в молодых складчатых областях фанерозойского возраста месторождения пегматитов никогда не бывают крупными и богатыми. Одновременно установлено, что самые крупные и богатые месторождения пегматитов имеют древний, докембрийский, возраст и располагаются на платформах. Более того, недавно выполненный анализ минерагении редких элементов (Солодов, 1977, 1978). показал, что основная масса самых крупных и богатых эндогенных редкометальных месторождений не только пегматитов, но и всех других типов также приурочена к древним платформам, щитам и докембрийским срединным массивам (табл. 7).Из всех мировых запасов редких металлов, заключенных в эндогенных месторождениях, к месторождениям древних платформ и докембрийских срединных массивов приурочено (в %): 76 лития, 82,5 рубидия, 95 цезия, 67 бериллия, 99 стронция и цериевых р.з.э., 93 циркония и гафния, 97 ниобия и 87 тантала, причем месторождения здесь во много раз, иногда в 10-100 раз, крупнее и значительно богаче месторождений геосинклинальных областей фанерозоя (табл. 8 и 9). Поэтому поиски собственного редкометальных месторождений в складчатых геосинклинальных областях фанерозоя мало перспективны.

месторождениях по главнейшим геотектоническим структурам зем-

Sr	TR_Y	TR_{Ce}	Zr	Nb	Ta
1	9	0,7	6,7	3,0	13,0
99	91	99,3	93,3	97,0	87,0
99	-	90,2	43,4	40,5	37,8
-	91	9,1	33,3	10,7	29,6
-	-	-	16,6	44,8	19,6
-	-	-	16,6	38,3	8,75
-	-	-	-	6,5	10,0
-	-	-	-	0,0	0,6
-	-	-	-	0,0	0,25

Таблица 8

Обычное содержание и запасы редких металлов в месторождениях одного и того же типа на древних платформах и в геосинклинальных областях фанерозоя

Парагенетический тип месторождений	Металл	Среднее содержание в месторождениях, %		Обычные запасы в месторождениях, тыс.т	
		на платформах	в геосинклинальных областях	на платформах	в геосинклинальных областях
Сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты с лепидолитом, танталатами и бериллом	Li	0,2–0,4	0,1–0,15	10n–100	n–20
	Rb	0,2–0,5	0,0 – 0,1	10n	n
	Cs	0,2–0,6	0,0n	n–10n	0,n
	Ta	0,015–0,03	0,01–0,013	n	0,0n–0,n
	Nb	0,007–0,012	0,007–0,012	n	0,0n–0,n
	Be	0,01–0,015	0,01–0,02	n	n
Альбит-сподуменовые пегматиты с колумбитом и бериллом	Li	0,5–0,7	0,3–0,4	200–500	50–200
	Ta	0,004–0,01	0,005–0,007	n–15	n
	Nb	0,006–0,012	0,006–0,010	n–20	n
	Be	0,01–0,015	0,01–0,015	n–20	n
Биотит-карбонатные метасоматиты с пирохлором	Nb	0,4–0,6	0,1–0,2	100n	До 100
Альбититы с цирконом и пирохлором	Nb	0,4–0,6	0,1–0,2	100n	10n
	Zr	0,3–0,4	0,1–0,2	100n	10n

Таблица 9

Максимальные содержания и запасы редких металлов в месторождениях на древних платформах и в геосинклинальных областях фанерозоя (округленно)

Металл	Максимальное среднее содержание в месторождении, %		Максимальные запасы месторождений, тыс. т	
	на платформах	в геосинклинальных областях	на платформах	в геосинклинальных областях
Li	0,7	0,4	450	200
Rb	0,5	0,5	100	100
Cs	0,6	0,3	65	5
Be	0,5	0,15	50	10
Sr	1	10	>10 000	50
TR_Y	0,5	0,3	1 000	100
TR_{Ce}	5	0,3	8 000	200
Zr	10	0,2	>10 000	100
Nb	0,8	0,4	15 000	200
Ta	0,05	0,03	150	15

На основании отмеченной выше закономерности естественно с течением времени постепенно сосредоточить главные поисково-разведочные работы на древних платформах и докембрийских срединных массивах.

Этому будет способствовать широкое применение разработанных эффективных методов поисков в закрытых районах с использованием геохимии, геофизики, картировочного бурения и новейших технических средств. И можно не сомневаться, что к 2000 г. наряду с известными редкометальными провинциями появятся новые провинции на Европейской и Сибирской платформе. Зная минерагеническую специфику Лавразии и внутренних платформ пояса Тетис[1] (табл. 7), можно даже предсказать, какого типа месторождения здесь будут выявлены. В будущем совсем не обязательным будет стремление найти месторождения в обжитых районах и на небольших глубинах, допускающих открытую добычу. Возможно, наоборот, из-за нехватки воды и свободных площадей для промышленного строительства будет значительно предпочтительнее открытие месторождений в географически неблагоприятных местах и на больших глубинах, так как подземные работы будут более желательны, чтобы не уродовать поверхность Земли.

[1] Геотектоническое районирование земного шара дается по Н.П. Хераскову (1963).

В обеспечении мировой промышленности редкими металлами в 2000 г. большая, а по всей вероятности, даже первостепенная роль будет принадлежать технологам. Эффективное освоение всех тех новых типов месторождений и источников добычи редких элементов, о которых говорилось выше, требует углубленных технологических проработок. Ни полная утилизация полезных компонентов, содержащихся в природных минерализованных водах, ни комплексное использование слюд, ни экономически эффективная разработка щелочных месторождений не возможны без новой технологии.

Большое развитие получат принципиально новые методы обогащения, основанные на применении геофизики и использовании таких физических свойств минералов, которые для этих целей пока еще широко не использовались: разделение руды по цвету, по наведенной активности, диэлектрической проницаемости, по удельному весу в магнитных жидкостях, дробление пород с помощью ультразвука и токов высокой частоты и т.д.

Необычайно широкое распространение получат принципиально новые методы извлечения металлов: кислотно-гидротермальное и щелочно-гидротермальное выщелачивание (декатионирование), селективное улавливание компонентов из растворов с помощью различных искусственных соединений (ионнообменных смол, сипласта, сивола, силикогелей) и природных сорбентов – клиноптилолита, морденита и т.п. (Челищев, 1973).

Совершенно невероятные масштабы применения найдут методы химико-металлургического передела. Химиков и технологов ждут целые массивы горных пород. Зачем искать и разведывать месторождения отдельных редких металлов, когда химия, энергетика и промышленность достигнут такого уровня развития, что будет значительно рентабельнее получать сразу группы полезных компонентов непосредственным разложением горных пород на составные части. Путем химико-металлургического передела массивов ультрабазитов и базитов можно будет получать сразу железо, магний, титан, ванадий, хром, никель, скандий. А при полной комплексной переработке массивов нефелиновых сиенитов можно будет одновременно добывать алюминий, железо, титан, ниобий, тантал, редкие земли, цирконий, гафний, бериллий, рубидий, цезий, литий, торий, уран, стронций и др.

Еще более реально попутное получение редких элементов при производстве цемента и новых материалов из бросовых природных минералов. Работами Ф.С. Куликова, А.П. Калиты и других показано, что при производстве цементного клинкера вместо глинистой составляющей в шихте с успехом могут быть использованы любые силикатные хвосты: полевошпат-слюдяные, пегматитовые, нефелин-сиенитовые и т.п. При этом в процессе обжига часть металлов (литий, рубидий, цезий, бериллий, таллий, галлий, свинец, ртуть др.) возгоняется и может быть уловлена пылеуловителями, а другая

часть их (тантал, ниобий и др.) переходит в чугунную лигатуру, из которой также может быть извлечена без особых затруднений. Таким способом можно утилизировать редкие элементы не только из всевозможных силикатных отвальных продуктов, но и из месторождений с трудно обогатимыми тонковкрапленными поликомпонентными рудами. В последние годы экспериментально доказано (Чепижный и др., 1977[1,2]; Солодов и др., 1977), что термохимической обработкой флогопита, биотита, вермикулита, сунгулита, асбеста, серпентина, хлорита, талька, пирофиллита, астрофиллита, мордените, клиноптилолита, ломоносовита, эвдиалита и ряда других минералов, а также лесса и цеолитовых туфов можно получить сипласт, карбопласт, сивол и тому подобные новые материалы, обладающие весьма ценными свойствами, благодаря которым они находят большое применение во многих областях народного хозяйства и новой техники. В процессе производства этих новых материалов из природных минералов переходят в раствор литий, рубидий, цезий, галлий, таллий, германий, бериллий, скандий, титан и другие, которые с успехом могут быть извлечены самостоятельно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геолог в силу специфики своей профессии выполняет в науке обязанности "вперед смотрящего". Мировой опыт показывает, что от начала поисков месторождений до их освоения на проектную мощность проходит 10–15 лет – для цветных и черных металлов, а для редких металлов – и того больше, поскольку в последнем случае часто приходится искать принципиально новые пути обогащения руд и технологического передела концентратов, не говоря уже о том, что геологу-редкометальщику необходимо еще предвидеть, какие из 40 редких металлов в будущем получат большое применение в промышленности и новой технике. Редкие элементы еще очень мало используются в народном хозяйстве по сравнению с потенциальными их запасами даже в уже известных месторождениях мира.

Однако широкое применение редких элементов во многих областях народного хозяйства и новой техники дает большой экономический эффект. Поэтому недалек тот день, когда редкие элементы будут такими же обычными даже в повседневной жизни, как медь, свинец и цинк. Но для этого необходимо снижение себестоимости их получения по крайней мере на порядок, а по некоторым металлам – даже в 50–100 раз, что может быть достигнуто прежде всего путем освоения новых источников добычи редких элементов, совершенствования географо-экономического положения их минерально-сырьевой базы, резкого повышения извлекаемости полезных компонентов из руды и полноты ее комплексного использования. Поэтому необходимо всемерное усиление научно-исследовательских работ во всех трех указанных направлениях. Нельзя мириться с тем, что сейчас, по данным мировой практики, при обогащении редкометальных руд половина, а то и большая часть полезных ископаемых теряется в хвостах. Геологи никогда не примирятся с тем, что минераль-

ное сырье используется пока, как правило, не комплексно, и из руд утилизируется лишь небольшая часть заключенных в ней ценностей.

Принимая во внимание большие перспективы экономически эффективного использования отвалов в качестве составной части шихты при производстве цементного клинкера и при получении новых ценных материалов с попутным извлечением редких, малых и других металлов, перед геологической службой встает задача провести в масштабах всей страны своего рода "инвентаризацию" и создать каталог отвальных продуктов с указанием их количества, качества, химического и минерального состава, крупности дробления с тем, чтобы технологи могли иметь выбор готового сырья.

ЛИТЕРАТУРА

Власов К.А. Текстурно-генетическая классификация гранитных пегматитов. – ДАН СССР, 1946, 36, № 3.

Власов К.А. Текстурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов. – Изв. АН СССР, Геол., 1952, № 2.

Власов К.А. Генезис редкометальных гранитных пегматитов. – Изв. АН СССР, Геол., 1955, № 5.

Власов К.А. Факторы образования различных типов редкометальных гранитных пегматитов. – Изв. АН СССР, Геол., 1956а, № 1.

Власов К.А. Основные генетические типы редкометальных месторождений и факторы их образования. – Изв. АН СССР, Геол., 1957, № 22.

Коган Б.И. Военно-стратегическая роль химических элементов периодической системы. – В кн.: "Редкие элементы. Сырье и экономика", № 1. М., 1968.

Овчинников Л.Н., Солодов Н.А. Формационно-парагенетическая классификация промышленных месторождений литофильных редких металлов. – В кн.: "Проблемы минерального сырья". М., "Наука", 1975.

Солодов Н.А. Геологический возраст пегматитовых месторождений. – В кн.: "Редкие элементы", вып. 3. Изд. ИМГРЭ, 1969.

Солодов Н.А. Научные основы перспективной оценки редкометальных пегматитов. М., "Наука", 1971.

Солодов Н.А. Главные закономерности распределения редкометального оруденения в земной коре. – Геол. и геофизика. 1977, № 2.

Солодов Н.А. Минерагения литофильных редких металлов. М., "Недра", 1978.

Солодов Н.А., Чепижный К.И., Челищев Н.Ф., Хомяков А.П. и др. Природные минералы как основа новых материалов. – Зап.Всес.мин.общ-ва, 1977, вып. 2.

Херасков Н.П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Челищев Н.Ф. Ионно-обменные свойства минералов. М., "Наука", 1973.

Чепижный К.И. и др. Способ обработки слюды. Авторское свидетельство № 573354. Бюллетень Государственного комитета Совета Министров СССР по делам изобретений и открытий № 35 1977_1.

Чепижный и др. Волокнистый материал "сивол". Авторское свидетельство № 579246. Бюллетень Государственного комитета Совета Министров СССР по делам изобретений и открытий № 41, 1977_2.

ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

И. Б. Недумов

РОЛЬ ИЗОМОРФИЗМА В ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ МАГМ И ФОРМИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В последние годы своей жизни К.А. Власов, как известно, большое внимание уделял вопросам изоморфизма химических элементов в магматических процессах и, в частности, в формировании гранитов и связанных с ними пегматитовых и иных месторождений.

Прежде чем остановиться на вопросах изоморфизма, необходимо кратко охарактеризовать некоторые общие аспекты физико-химических представлений автора о магматическом процессе, наиболее полно изложенные в недавней публикации (Недумов, 1975), опирающиеся на теоретические исследования Я.И. Френкеля, И.З. Фишера, О.А. Есина, П.В. Гельда и других о структуре жидкостей, на работы К.А. Власова, Н.В. Белова, А.И. Гинзбурга, Е.С. Макарова и других – об изоморфизме, структуре и закономерностях эволюции силикатных расплавов в разнообразных условиях, а также на результаты экспериментальных исследований различных авторов с силикатными системами. Суть этих представлений вытекает из тезиса о том, что структура расплава сходна с кристаллической по характеру энергетических связей между отдельными элементами при отсутствии фиксированных дальних порядков связей (решетка) и нестабильности координационных ближних связей (Смит, 1954).

Еще в 30-х годах было установлено сходство рентгенограмм жидкостей и микрокристаллических тел и наличие в жидкостях "сиботаксических групп" со структурой, подобной кристаллической. При этом в жидком состоянии (L) характер теплового движения частиц сходен со свойственным кристаллическому (S) и газообразному (G) состояниям (Фишер, 1961).

Согласно кинетической теории Я.И. Френкеля (1945), узлы кристаллической решетки определяются молекулярным полем, создаваемым взаимодействием частиц, т.е. их внутренними свойствами (ядерный и атомный уровни взаимодействий). Правильность решетки – причина и следствие (кооперативный эффект) взаимодействия частиц, нарушаемая их тепловым движением, зависимым от внешних условий ("межмолекулярное" или "термодинамическое" поле взаимодействий). Реальный кристалл рассматривается как своего рода синтез идеального кристалла и газа, реальная жидкость – как промежуточная область между кристаллическим и газовым состояниями.

Экспериментальные и теоретические исследования (Kennedy a.o., 1962; Бокий, 1963; Циклис, 1969; Левин, 1969 и др.) указывают на возможность постепенного перехода S→L→G при определенных температурах и давлениях, оказывающих эквивалентное воздействие на изменения состояния вещества, т.е. на степень упорядоченности взаимодействий его частиц. При этом степень дальнего порядка: $\pm \xi = 0$ или $+\cos \Theta = 0$ (угол, образуемый осями частиц молекулярного поля), свойственная жидкостям, означает не утрату взаимоориентирующего воздействия частиц, а лишь обращение в нуль среднестатистического значения проекций их разнозначных (±) ориентационных полей на соответствующее кристаллографическое направление молекулярного поля. Иными словами, в жидкости сохраняется структурно-энергетический эффект и ближних и дальних порядков взаимодействия частиц, в нуль же обращается лишь интегральная результирующая последних, т.е. суммарный геометрический эффект решетки.

Согласно феноменологическому аспекту теории, тепловые колебания частиц приводят к возникновению разрывов и "дырок" в молекулярном поле взаимодействий, но расстояния между соседними частицами жидкости вне областей разрывов остаются те же, что и в кристаллическом поле. Сиботаксические группы нестабильны, как и разрывы. Частицы жидкости лишь на короткое время задерживаются в беспрерывно возникающих и разрушающихся сиботаксических группах, совершая колебания в узлах их решетки. При этом сиботаксические группы - не состояния, промежуточные между жидким и кристаллическим. Наряду с разрывами и дырками, они лишь - локальные нестабильные участки единого молекулярного поля, отражающие колебания относительно среднестатистической степени упорядоченности его структуры. Переменность же координационных чисел и симметрий сиботаксисов (Бернал, 1965) - следствие тепловых возмущений молекулярного поля и его гетерофазных структурных флюктуаций.

По мнению Я.И. Френкеля, разрывы и дырки, количественно резко возрастающие при переходе S → L, следует рассматривать как своего рода дисперсную фазу. С переходом же в газообразное состояние дырки сливаются в "пустоту", являющуюся уже средой для молекул газа. Вплоть до этого перехода структурные различия между жидким и кристаллическим состояниями не столько качественные, сколько количественные. Такого же мнения придерживаются и некоторые другие исследователи. В то же время, согласно И.Р. Кричевскому и Д.Е. Циклису (1941), при высоких давлениях плотности газов и их рентгенограммы сопоставимы с жидкостными, а любые надкритические газовые смеси расслаиваются, свидетельствуя об эффективности взаимодействия их частиц на молекулярном уровне.

Д.Е. Циклис (1969) предложил именовать "флюидным" (Fl) состояние газов, сжатых до плотностей, соизмеримых с жидкостными, считая, что в обычном понимании "флюид - это не жидкость,

но и не газ". Весьма важные особенности флюида – структура, свойственная жидкости, и высокая проникающая способность, обусловленная свойственным газу стремлением к разуплотнению. С изменением ТРС-условий флюид по своим физическим параметрам способен сколь угодно близко соответствовать жидкому или газовому состояниям.

В свою очередь, согласно Я.И. Френкелю "... как бы ни была высока температура жидкости, путем приложения достаточно высоких давлений она может быть переведена в кристаллическое состояние" (1945, с. 101).

Все это позволяет, по нашему мнению, использовать применительно к однородной жидкости принципиальную сущность кристаллохимического понятия изоморфизма, суть которого "сводится к такому вхождению "посторонних" элементов или их групп в "решетку" основного минерала ("хозяина"), которое внешне не нарушает его реальной "монокристальности", с сохранением морфологических особенностей идеального химически однородного монокристалла, но часто сопровождается изменением физических свойств" (Белов, Литвинская, 1966, стр. 24).

Основными причинами изоморфизма обычно считают сходство электроотрицательностей, валентностей, потенциалов ионизации, но преимущественно ионных радиусов элементов. Однако различные авторы неоднократно указывали на недостаточность этих причин и их теоретического обоснования. К.А. Власов, рассматривая изоморфизм в связи с периодической системой элементов Д.И. Менделеева, писал что "изоморфизм – это своего рода комплексный показатель степени сходства и различий свойств элементов, по-разному проявляющихся в различных условиях" (1963, стр. 64). Он полагал, что правила изоморфизма должны определять общие закономерности дифференциации вещества вплоть до " формирования различных горных пород, рудных месторождений и других минеральных ассоциаций" (там же, стр. 61). На основе этих правил можно "... искать в каждом конкретном случае причины перехода рудообразующих элементов в рудные растворы в процессе кристаллизации магмы и объяснить их металлогеническую специализацию" (там же, стр. 54).

Е.С. Макаров (1968) выдвинул представления о химических факторах "сродства" и "индифферентности" элементов. Преобладание первого определяет возможность химических связей, второго – изоморфных связей элементов в различных соединениях. При этом распад, двойникование и полиморфные превращения кристаллов обусловлены индифферентными элементами, способными к изоморфизму с главными элементами решетки лишь в ее относительно неупорядоченном состоянии. Этот вывод согласуется с теоретическими исследованиями А.С. Марфунина и подтверждается экспериментами (Bowen, Tuttle, 1955; Шестакова и др., 1961; Ильясов, Бергман, 1962 и др.).

Следовательно, изоморфизм можно определить как зависимую от РТС-условий переменную способность элементов или их групп

занимать сходные структурные позиции в молекулярном поле взаимодействий без нарушения его однородности и основных структурных параметров. Зависимая от степени сходства атомного уровня взаимодействий частиц степень их изоморфизма пропорциональна степени неупорядоченности молекулярного поля. В силу же принципиального сходства характера взаимодействия частиц этого поля в кристаллическом, жидком и флюидном состояних правила изоморфизма одинаково применимы ко всем этим состояниям.

В интервале изменений значений ξ от 1 до 0,5 степень изоморфизма последовательно возрастает, с переходом S → L возрастает резко и продолжает возрастать с повышением температуры вплоть до неограниченной в состоянии идеального газа. Отсюда переменные значения степени изоморфизма – есть основной (комплексный) внутренний фактор, определяющий причины и закономерности процессов интеграции и дифференциации вещества. Вывод этот, непосредственно связанный с развитием идей К.А. Власова, – основной.

Не менее важен и неразрывно связан с предыдущим вывод о ведущей роли ликвационных явлений в дифференциации не только основных, но и гранитоидных, особенно пегматитовых расплавов. Не останавливаясь на специальном рассмотрении этого вывода, обсуждавшегося автором в ряде работ, отметим лишь, что согласно теоретическим и экспериментальным данным (Френкель, 1945; Смирнов, 1961; Марфунин, 1961; Бродин, 1963 и др.), причины и механизмы ликвационных, распадных и кристаллизационных процессов в принципе аналогичны.

Специфика силикатных (алюмосиликатных) расплавов, согласно современным представлениям, определяется сочетанием жестких ковалентных и упругих ионных связей во взаимодействиях частиц молекулярного поля, реализующихся на кислородной анионной основе. Решающая структурно-композиционная роль, согласно Н.В. Белову, принадлежит катионам металлов. Однако часть катионов способна находиться в составе радикала (катионы-комплексообразователи) и вне его (катионы-модификаторы). Та или иная позиция катиона зависит от доли его ионных и ковалентных связей и от общей прочности (энергии) его связей с кислородом, что косвенно определяется потенциалом ионизации, электро-отрицательностью или температурой плавления соответствующих окислов (Белов, 1959, 1963; Есин, Гельд, 1966; Жмойдин, Кулаков, 1968 и др.), но зависит также от общих параметров состояния системы.

Таким образом, существуют три основных структурных звена расплава: два полярных – кислородное (собственно анионное) и модификационное (катионное), и промежуточное – комплексообразующее, главные компоненты которых соответственно: 1) O, OH; 2) Ca, K, Mg, Na, Fe; 3) Si, Al. В зависимости от внешних условий и состава расплава, "хозяином" (по Н.В. Белову) каждого звена является преимущественно какой-либо один элемент, а все остальные вынуждены быть "гостями" и изоморфно занимать одну или две

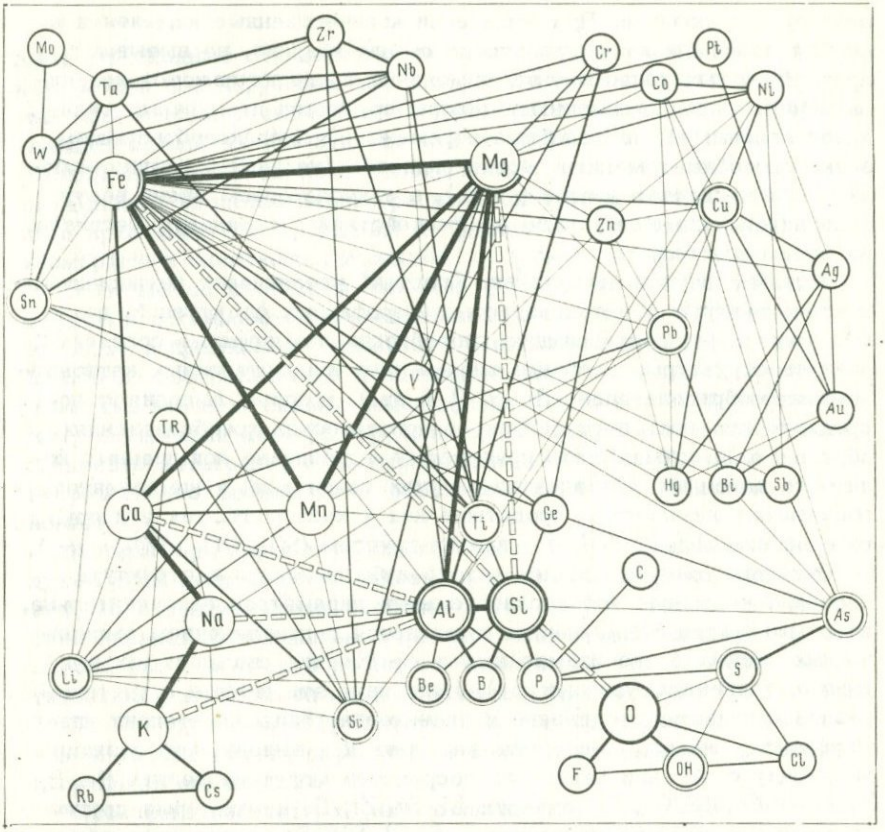
структурных позиции. При этом если количественные изменения в модификационном звене, вплоть до смены хозяина, не вызывают принципиальных качественных изменений и ограничиваются координационными преобразованиями (например, смена цепочечных силикатов поясными), то подобные перемены в комплексообразующем звене способны изменить состав радикала (например, силикат-алюмосиликат, силикат-фосфат и т.п.), а в кислородном звене ведут к принципиально иному полю взаимодействий с переходом расплава во флюид или газ.

В любом случае присутствие "гостей" увеличивает неупорядоченность структуры и интенсивность гетерофазных флюктуаций, повышая тем самым разрешающую способность изоморфизма соседних звеньев структуры. Особенно велика роль второстепенных катионов-комплексообразователей (Be, B, P и др.), которые выполняют посредническую роль в структурно-энергетических преобразованиях, обусловливая возможность присутствия в расплаве повышенных количеств анионных компонентов летучих соединений и компонентов, обладающих химическим сродством как к кислороду, так и к другим анионам (F, Cl, OH, S) или их группам (SO_4, PO_4, BO_3 и др.).

Очевидно, оценка позиции какого-либо элемента в структуре расплава на основе его индивидуальных параметров затруднительна, но возможность такой оценки повышается с привлечением эмпирических данных о его изоморфных и химических связях в тех или иных соединениях (см. фигуру). Используя эти данные с учетом разной сложности соединений и значительно большей степени изоморфизма в жидком состоянии, мы пришли к выводу, что позиции Si наряду с Al или через его посредство могут разделять Be, B, P, As, V, Fe, Mg, Ge, Ti, отчасти Li, Sc, Zr, S и некоторые другие элементы, а позиции кислорода – F, Cl, OH, S – единолично или в комбинации с катионами, обладающими небольшим ионным радиусом (C, N, B и др.) с реализацией химических связей последних с кислородом.

Реальность этих замен подтверждается многими специальными исследованиями, в которых особо следует отметить указания на различия изоморфных связей одних и тех же элементов в различных по составу соединениях (Белов, Литвинская, 1966; Когарко и др., 1968; Сливко, 1969; Иншин, 1972), на способность некоторых промежуточных элементов (Mg, Fe, V, S...) в зависимости от ТРС-условий занимать различные структурные позиции в поле расплава, обычно с изменением валентности, на зависимость позиции серы от количества кальция в расплаве (Жмойдин, Кулаков, 1968). Важность последнего очевидна в связи с различным сродством рудных и редких элементов к кислороду и к сере наряду с неодинаковой степенью их тяготения к различным комплексным летучим соединениям.

Следует особо подчеркнуть широкие прямые и косвенные изоморфные связи Fe, Li, Sn, Pb, Ti, As, Sc, Cu с различными главными (в том числе с Al, Si), второстепенными, рудными и редкими



Изоморфные связи некоторых элементов алюмокремнекислородных и кремнекислородных молекулярных полей

Толщина линий соответствует важности и степени изоморфных связей элементов. Прерывистые линии – химические связи главных элементов силикатных и алюмосиликатных соединений

элементами, но прежде всего – посредническую роль в реализации изоморфных связей таких главных катионов-модификаторов, как Ca (между Mg и Na), Fe, Mn (между Mg и Ca), Na (между K, Ca, Li),Li (между Na и Fe, Mg). Вероятно, благодаря этим элементам в определенных ТР-условиях возможно сосуществование в едином молекулярном поле компонентов основных и ультраосновных магм (роль Mg, Fe, Ca), основных и кислых (роль Fe, Ca, Na,Li), ультракислых и ультраосновных с компонентами щелочных (соответственно роль Na и Ca с участием Al, Be, P).

В изначальном, неупорядоченном состоянии молекулярного поля расплава (по Н.В. Белову: стекловидная "ажурная вязь", преимущественно вокруг Si и Al) позиции его трех структурных звеньев прямо или косвенно разделяют все исходные элементы. С ростом

порядка степень изоморфизма снижается, неизбежно приводя к дифференциации, стимулируемой главными катионами-модификаторами, комплексообразователями и анионными компонентами летучих соединений.

Внешние стимуляторы дифференциации - давление и температура - оказывают противоположное воздействие на эффективность внутренних: роль анионных стимуляторов повышается при снижении давления и уменьшается при снижении температуры, а катионных (модификаторы) - наоборот. По отношению к молекулярному полю температура и давление в этом аспекте - действующие факторы внешнего "термодинамического" поля (уровня) взаимодействий сложной системы "объект-среда". Во всей своей полноте эта система представляет единство большого числа последовательно взаимосвязанных (от более внутренних к более внешним) нуклонных, ядерных, атомных, молекулярных, термодинамических и гравитационных уровней (полей) взаимодействий. Эффективность каждого из них, в согласии с ранее предложенной "векторной моделью" развития систем (Недумов, 1975), связана с высвобождением (рассеиванием) энергии в направлении: объект (данный уровень) → среда, т.е. во вне поля объекта (причина развития), и с противоположной тенденцией упорядочения структуры последнего, т.е. направленной внутрь его поля (следствие). Каждый более внутренний уровень взаимодействий системы является в целом объектом более внешнего уровня по схеме: объект$^{+}$ - среда$_1^{-}$ → (объект - среда$_1$)$^{+}$ - среда$_2^{-}$ → [(объект - среда$_1$) - среда$_2$]$^{+}$ - среда$_3^{-}$ и т.д.

В исследовании геологических систем наибольшее значение имеют два уровня: внутренний - молекулярный (например, магматическая система) и внешний - термодинамический (система магматизм-геологическая среда). В рамках последнего высвобождение энергии осуществляется не только в прямой теплоотдаче: магма → →окружающая среда, но и в форме последовательных относительно неупорядоченных магматических, поздне- и постмагматических дифференциатов магмы, например, в последовательности: магматический очаг → уровень становления интрузивных массивов → уровень дополнительных фаз интрузии → жильных тел → пневматолитов. Противоположный (следственный) аспект этого процесса при той же последовательности выражается в относительно упорядоченных ("тугоплавких") жидких и затем кристаллических дифференциатах молекулярного поля объекта соответствующего уровня сложной системы. Короче говоря, последовательные стадии и этапы дифференциации магмы осуществляются по схеме: упорядоченная фаза ← исходная фаза → неупорядоченная фаза, обеспечивая многократное двунаправленное перераспределение, концентрацию и рассеивание различных элементов магматического очага в зависимости от того или иного характера и эффективности внешних (термодинамическое поле) и внутренних (молекулярное поле) стимуляторов дифференциации.

В самых общих чертах, в согласии с перечисленными положениями, можно сказать, что последовательное развитие магмати-

ческой системы должно быть связано с переходом роли внутренних стимуляторов дифференциации от катионов-модификаторов к комплексообразователям и затем – к анионам кислородного звена радикала наряду с переходом роли внешних стимуляторов от температуры к давлению. Однако в силу прямой и обратной зависимости состояний всех структурных звеньев единого поля взаимодействий смена ролей не может быть полной, т.е. в каждом акте дифференциации стимуляторы – элементы всех звеньев структуры, давление и температура, и говорить можно лишь о доминирующем влиянии или тенденции возрастания влияния того или иного фактора. Со сменой относительных ролей внутренних стимуляторов дифференциации, т.е. активности соответствующих химических связей звеньев структуры молекулярного поля, со сменой их элементов-хозяев, изменяющих также степень "силификации" расплава, естественно и закономерно изменяется его основность (щелочность) – кислотность, со всеми вытекающими из этого следствиями. Особо примечательна при этом роль амфотеров (Al, Be, B, P, а также Li, Mg, Fe, Ge, Ti), выполняющих, согласно Н.В. Белову, "кислотные" функции, когда они находятся в радикале, и "основные" – в модификационной позиции.

По данным Ф.Г. Смита (1968, с. 120), в условиях магматического процесса плотность воды превышает критическую и "следовательно ее свойства будут ближе к жидкости, чем к газу". При этом вода, как и любое иное летучее соединение, находясь в магме, не является таковой. В общем аспекте, если "... вещь в силу структурных изменений в материи превращается в элемент другой системы, то она как таковая исчезает. Происходит превращение ее в другую вещь..." (Овчинников, 1967, с. 24). Летучих соединений как таковых нет в силикатном расплаве, так же как и любых иных нейтральных соединений, объединяющих какую-либо часть компонентов расплава. В нем присутствуют лишь компоненты этих соединений, разделяющие те или иные позиции в структурных звеньях молекулярного поля взаимодействий элементов-хозяев расплава и испытывающие ту или иную тенденцию к обособлению в соответствующих соединениях.

Согласно А.А. Кадику и Н.И. Хитарову (1963), при высоких давлениях мольный объем воды, как и других летучих соединений, меньше мольного объема силикатов, и уже при $P > 1000$ атм нельзя говорить о равновесии типа L–G, становящегося аналогом равновесия L–L. Следовательно, в условиях магматического процесса на глубинах более 3–4 км обособление "летучих" возможно лишь в составе флюида (в понимании Д.С. Циклиса), структурно более или менее сходного с силикатным расплавом. Более того, общие теоретические представления заставляют полагать, что физические состояния магматических расплавов, обогащенных компонентами летучих, в условиях интрузивного процесса, в той или иной мере всегда обладают свойствами флюида (в том числе тенденцией к увеличению своего объема), нарастающими в ходе пос-

ледовательной дифференциации. Иными словами, существует эволюционный ряд состояний вещества L → L–Fl → Fl–G →G, реализующийся с той или иной полнотой в зависимости от условий процесса.

Если все это так, то в надкритических условиях, т.е. на большей частимаксимального интервала развития системы плутонический магматизм – среда, ведущим механизмом дифференциации является ликвационный, а затем кристаллизационный и распадный процессы, и лишь с достижением критических условий (в общем случае на глубинах менее 3 км) – еще и механизм отщепления газовых фаз (ретроградное вскипание в понимании И.А. Островского).

При последовательной смене состояний в направлении L→G должны расти проникающая способность, стремление к разуплотнению подвижных дифференциатов магмы и активность их химического воздействия на окружающие породы при одновременном возрастании роли перепадов давлений как факторов все более резких обособлений подвижных дифференциатов. В ходе этого процесса переход ведущей роли стимулятора дифференциации от одного структурного звена молекулярного поля к другому знаменует революционные этапы развития процесса, разделенные рядом эволюционных этапов, в реализации которых решающая роль принадлежит количественным факторам. Совокупность революционного и последующих эволюционных этапов дифференциации определяет стадию, а совокупность стадий – период процесса.

В согласии с общими представлениями, в развитии гранитоидного процесса выделяются три последовательных периода: магматический, позднемагматический и постмагматический, в которых ведущая роль внутренних стимуляторов дифференциации переходит соответственно от элементов-гостей модификационного звена структуры к элементам-гостям комплексообразующего звена, а затем – кислородного, а роль внешних стимуляторов – от перепадов температур к перепадам давлений.

По своим физическим свойствам вещество позднемагматического периода может быть охарактеризовано как расплав-флюид (или расплав-раствор в понимании К.А. Власова), более или менее близкое в зависимости от условий геологической среды к экстремальным состояниям расплава и флюида.

Наиболее полное выражение позднемагматический период находит в пегматитовом процессе, в ходе которого состояние вещества изменяется от более близкого к жидкому – в начале и к более близкому к флюидно-газовому – в конце процесса. Иными словами, пегматитовый процесс, промежуточный между принципиально различными магматическим и постмагматическим процессами, совмещающий в себе черты обоих, в известной мере может служить моделью гранитоидного процесса в целом, как это и отмечалось ранее (Кузьменко, Солодов, 1965).

Закономерности формирования пегматитов, в плане излагаемых представлений, подробно описаны нами в ряде публикаций (Недумов, 1971, 1974, 1975; Недумов, Земская, 1969), в которых форми-

рование пегматитов рассматривается как результат последовательной дифференциации позднемагматического расплава, изначально содержащего в себе все компоненты пегматитов данного поля.

Дифференциация расплава осуществляется как в процессе его внедрения, обеспечивая пространственную зональность жильных серий, так и при становлении отдельных жил, обеспечивая их внутреннюю зональность. Механизм дифференциации в обоих случаях одинаков, а преобладание того или иного вида его реализации зависит от структурных свойств вмещающей толщи.

Общая последовательность дифференциации по главным катионам осуществляется в согласии со схемой А.И. Гинзбурга: Ca→K→Li→Na→Si. С учетом структурных изменений и последовательной смены относительных ролей внутренних стимуляторов дифференциации процесс подразделяется на четыре стадии: раннюю полевошпатовую с устойчивой ("гранитной") структурой, определяемой кремне-алюмокислородным радикалом; сподуменовую (в литиевых пегматитах) - с кремнекислородным радикалом; позднюю полевошпатовую, или стадию разрушения силикатной структуры расплава, в анионной группе которого устойчиво сохраняется лишь кислород, что допускает одновременную кристаллизацию наряду с любыми силикатами или алюмосиликатами, различных окислов, минералов Be, B, P; четвертая стадия, тесно связанная с предыдущей, - пневматолитовая, или флюидно-газовая. При этом отщепления пневматолитов могут завершать кристаллизацию каждой фазы расплава (зоны, минерального комплекса пегматитов), но максимально реализуются лишь в конце процесса, в связи с критическим состоянием всего остаточного расплава, резко обогащенного летучими и кремнием. В зависимости от геологических условий состав и состояние обособляющего (изначального) пегматитового расплава обеспечивают преобладание начальных, конечных или средних стадий процесса.

В целом в зависимости от геологических условий одна и та же исходная магма может претерпеть различный характер и длительность дифференциации магматического, позднe- и постмагматического периодов. Завершающие магматические фазы могут в большей или меньшей мере приобрести свойства позднемагматических, что выразится в формировании пегматоидных фаций гранитов, гранит-пегматитов, редкометальных, жильных гранитов и др. Ранние постмагматические фазы могут совмещаться с позднемагматическими (например, в виде полевошпат-кварцевых жил, быстро сменяющихся грейзеновыми). Четкость проявления позднемагматического периода может свестись к минимуму, и магматический период практически непосредственно сменится постмагматическим. Однако в любом варианте направленность процесса дифференциации определяется стремлением к обособлению в наиболее неупорядоченных и подвижных дифференциатах компонентов, чуждых петрогенным силикатным соединениям и затрудняющих рост степени порядка их структуры. Таковыми прежде всего являются элементы-гости кис-

лородного звена молекулярного поля расплава, стремящиеся к обособлению во флюидно-газовых фазах и затем – в соединениях с принципиально иной несиликатной структурой, с иными некислородными связями.

В ходе всего процесса дифференциации пути рудных и редких элементов практически полностью определяются: с одной стороны, степенью их изоморфизма с главными компонентами последовательных относительно упорядоченных и неупорядоченных дифференциатов молекулярного поля расплава, с другой – степенью химического сродства с компонентами потенциально возможных (при данных ТРС-условиях) преимущественно комплексных летучих соединений. Поскольку же состав и структура любых реализующихся или потенциальных молекулярных полей в значительной мере определяется термодинамическим режимом, т.е. геологическими условиями процесса, последние существенно влияют на концентрацию тех или иных редких и рудных элементов в относительно неупорядоченных фазах или на их рассеивание в упорядоченных фазах с последующей фиксацией в акцессорных минералах и (или) в решетке породообразующих. Важное, по-существу решающее значение при этом принадлежит промежуточному-позднемагматическому периоду дифференциации, с началом которого в принципе равноценную роль стимуляторов дифференциации приобретают: с одной стороны, все звенья структуры молекулярного поля расплава, с другой – температура и давление с тенденцией быстрого возрастания ролей анионных компонентов летучих соединений и перепадов давлений.

Концентрация в позднемагматическом расплаве летучих сопряжена с концентрацией в нем таких комплексообразователей как Be, B, P, C, S, As, но в зависимости от состава катионов-модификаторов расплава к началу реализации его позднемагматического периода дифференциации. Следовательно, от того, как и насколько резко возникнут условия смены магматического периода позднемагматическим, зависят физические свойства, количественный и качественный состав вещества последнего (в том числе по рудным и редким элементам). При этом с конца магматического периода и далее последовательно и быстро возрастающую роль будут играть все более локальные механические и структурные свойства геологической среды, определяющие динамический режим процесса. Таким образом, в зависимости от геологических условий дифференциация одной и той же исходной магмы может привести к формированию различных месторождений, концентрирующих лишь определенные группы полезных компонентов в тех или иных минеральных формах, комплексах и ассоциациях.

По эмпирическим и теоретическим данным можно в каждом конкретном случае с той или иной детальностью установить закономерности концентрации и рассеивания любых рудных и редких элементов, анализируя особенности данной геологической ситуации (термодинамическое поле системы) и последовательных дифференциатов магмы (молекулярное поле).

Подводя итог изложенному, перечислим некоторые положения, составляющие теоретическую основу такого анализа.

1. Молекулярное поле взаимодействия в любом состоянии (S, L, Fl, G) определяется химическими и изоморфными связями всех элементов. Однако первые осуществляются в основном с учетом главных, а вторые – второстепенных, промежуточных, редких и рудных элементов. Эффективность химических связей прямо, а изоморфных – обратно пропорциональна степени порядка молекулярного поля. Стабилизации структурных связей главных элементов мешает присутствие изоморфных элементов в наибольшей мере – в кислородном звене структуры, в наименьшей – в модификационном. При этом изоморфные элементы – основные потенциальные участники различных "теневых" (потенциально возможных в данных ТРС-условиях) структур и химических связей.

2. Внешняя причина дифференциации магмы – перераспределение энергии в термодинамическом поле взаимодействий системы объект (магма) – геологическая среда, внутренняя причина – снижение степени изоморфных связей различных элементов в структуре данного молекулярного поля (объекта) с ростом его порядка. Следствие последнего – усиление тенденции к реализации "теневых" химических связей, осуществляющихся затем с теми или иными преобразованиями через последовательный ряд многократной дифференциации магмы в направлении $S \leftarrow L \rightarrow G$, (относительно упорядоченная фаза ← исходная фаза → относительно неупорядоченная фаза). Причем вся эта ситуация вновь возникает в каждом дифференциате магмы.

3. В ходе всего интрузивного процесса ведущая роль внешних стимуляторов дифференциации постепенно переходит от перепадов температур к перепадам давлений, соответственно роль главных внутренних стимуляторов – от катионов-модификаторов (магматический период дифференциации) к комплексообразователям (позднемагматический период) и затем – к анионам кислородного звена молекулярного поля расплава (постмагматический период). В принципе та же последовательность реализуется в каждом отдельно взятом периоде дифференциации, на каждой стадии периода и каждом этапе стадии, но с нарастающим смещением максимума в сторону постмагматической реализации процесса при увеличении контрастности относительно упорядоченных и неупорядоченных фаз последовательных актов дифференциации.

4. Формирование месторождений – результат дифференциации исходного магматического вещества в ходе магматического, позднем постмагматического периодов, т.е. результат многократного двунаправленного перераспределения компонентов магмы на молекулярном уровне в относительно упорядоченных и неупорядоченных фазах. В первой концентрируются группы элементов, способствующих наиболее эффективному переходу $L \rightarrow S$ в рамках структуры данного поля, т.е. главным образом петрогенные элементы наиболее тугоплавких соединений, во второй – элементы, способствующие из-

менению данной структуры молекулярного поля и переходу L→G(Fl), т.е. главные элементы легкоплавких и летучих соединений, редкие и рудные элементы, а также второстепенные или промежуточные комплексообразователи (Be, B, P и другие или Fe, As, S и др.), изоморфные с главными (Al, Si) и способствующие сохранению в расплаве анионных компонентов летучих. Роль этих, в той или иной мере амфотерных элементов, естественно, особенно велика в реализации позднемагматического периода процесса при равноценной роли полярных звеньев молекулярного поля – как внутренних стимуляторов дифференциации и перепадов давлений и температур – как внешних.

5. В ходе дифференциации пути редких и рудных элементов определяются в основном их изоморфными связями с главными элементами силикатных или алюмосиликатных фаз расплава и химическими связями с анионными компонентами летучих соединений той или иной потенциально возможной структуры и состава. Поскольку же, в зависимости от условий геологической среды, обособление завершающих дифференциатов подвижных соединений возможно через различный ряд промежуточных стадий и этапов магматического, поздне- и постмагматического периодов, реализующих различные молекулярные структуры, совместно с летучими могут испытывать последовательное обособление (т.е. концентрацию) и различные группы главных, промежуточных, редких и рудных элементов магмы.

В самых общих чертах это можно представить так. Если исходная L или Fl–L фаза включает компоненты любых магм (например, в условиях границы кора–мантия), то в начале магматической дифференциации в принципе она может разделиться на две фазы: кремне–кислородную железисто–магниевую (ведущая роль магния) и структурно более сложную алюмо–кремнекислородную калиций–калиевую, дав начало двум главным последовательностям – меланократовой и лейкократовой. Распределение Ca, Na, Fe, Mn и других элементов между этими фазами будет зависеть от термодинамических условий разделения, распределение редких и рудных элементов – от их изоморфных связей с главными и второстепенными элементами обеих фаз и от концентрации в них летучих (роль анионного звена в дифференциации исходного поля). Дифференциация меланократовой и лейкократовой последовательностей одинаково может завершаться обособлением щелочных магм (роль Ca, K, Na; Al, Be, P, C и др.), более продуктивных, однако, в меланократовом ряду, поскольку указанные элементы и соответственно тяготеющие к ним рудные и редкие значительно более чужды относительно упорядоченным фазам меланократового ряда, чем лейкократового.

Лейкократовый расплав при значительных количествах в нем Ca и соответственно Fe, Mg... будет последовательно делиться на Mg–Fe–Ca относительно упорядоченные и Ca–Na–K – неупорядоченные фазы, а затем (по восходящей линии) – на все более существенно калиевые и существенно натриевые. Но иногда (например,

при малых количествах кальция в исходном расплаве) магний и связанные с ними элементы, не имея возможности способствовать организации порядка молекулярного поля с $Al_nSi_mO_p$ радикалом, вынуждены будут концентрироваться в неупорядоченных фазах совместно с натрием, пока их количества не станут достаточными для структурных преобразований молекулярного поля расплава. По-видимому, следствие этого - появление поздних диоритов и гранодиоритов в составе гранитных комплексов, редкометальных литиеносных гранитов (роль лития как организатора пироксеновой структуры молекулярного поля), а также сподуменовой стадии в развитии пегматитового процесса.

Кроме того, в ходе магматической дифференциации относительно упорядоченные фазы последовательных стадий процесса могут испытывать дальнейшую дифференциацию в жидком состоянии (особенно при значительном обогащении изначальной магмы летучими) с реализацией самостоятельных поздне- и постмагматических периодов. Иными словами, наряду с главной последовательностью процесса возможно существование дополнительных последовательностей (интрузивных или магматических серий).

Вероятно, следствием этого являются: во-первых, субфазы и фации гранитов, во-вторых, различные (прежде всего по характеру и степени рудоносности) производные гранитоидных комплексов, в-третьих, неоднократные проявления разновременных жильных серий (в том числе даек 2-го этапа), представляющих позднемагматические продукты дифференциации ранних стадий (фаз) главной последовательности и способных, таким образом, к обогащению рудными и промежуточными элементами, изоморфно или (и) химически связанными с главными - Fe, Ca, Si, а также с S, As и другими в случае реализации диоритовой позднемагматической стадии.

Согласно излагаемым представлениям, в ходе всего развития системы магматизм - геологическая среда наряду с термодинамическим воздействием среды и химическим сродством элементов молекулярного поля изоморфизм является ведущим фактором, определяющим и структурные изменения дифференциатов магмы, и концентрацию или рассеивание ее различных компонентов, как это и полагал К.А. Власов.

ЛИТЕРАТУРА

Белов Н.В. Кристаллохимия основного процесса кристаллизации магмы. Сб. "Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса". Изд-во АН СССР, 1959.

Белов Н.В. Кристаллохимическая трактовка некоторых особенностей поведения окислов при высоких температурах. - Сб. "Силикаты и окислы в химии высоких температур". Изд-во АН СССР, 1963.

Белов Н.В., Литвинская Г.П. Новые представления об изоморфных замещениях. - Вестн. МГУ, 1966, № 6.

Бернал Дж.Д. О структуре жидкости. – В кн.: "Рост кристаллов", т. 5. "Наука", 1965.
Бокий Г.Б. О мнимых химических соединениях. – ЖСХ, 1963, 4, вып. 1.
Бродин Б.В. Роль диффузии при замещении минералов и распад твердых растворов. – Труды Мин. музея АН СССР, 1963, вып. 14.
Власов К.А. Периодический закон и изоморфизм элементов. Изд. ИМГРЭ, 1963.
Есин О.А., Гельд П.В. Физическая химия пирометаллургических процессов. – Металлургия, 1966.
Жмойдин Г.И., Кулаков И.С. Растворимость сульфида кальция в алюмосиликатных расплавах и их структура. ЖФХ, 1968, 13, вып. 1.
Ильясов И.Н., Бергман А.Г. Плавкость тройной системы из хлоридов натрия, калия и цезия. ЖНХ, 1962, 7, вып. 3.
Иншин П.В. О механизмах дифференциации магмы. Алма-Ата, "Наука", 1972.
Кадик А.А., Хитаров Н.И. Условия термодинамического равновесия силикатный расплав-вода. – Геохимия, 1963, № 10.
Когарко Л.Н., Кригман Л.Д., Шарудило Н.С. Экспериментальные исследования влияния щелочности силикатных расплавов на отделение фтора в газовую фазу. – Геохимия, 1968, № 8.
Кричевский И.Р., Циклис Д.Е. Ограниченная взаиморастворимость газов при высоких давлениях. – ЖФХ, 1941, 15.
Кузьменко М.В., Солодов Н.А. Пегматиты как модель магматического процесса. – В кн.: "Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов". М., "Наука", 1965.
Левин Л.Э. О термодинамических критериях упорядоченности. – ЖФХ, 1969, 14, вып. 7 и 8.
Макаров Е.С. Факторы взаимной химической индифферентности атомов при изоморфных замещениях в кристаллах. – Геохимия, 1968, № 8.
Марфунин А.С. Наблюдения над последовательностью превращений полевых шпатов в твердом состоянии. – Труды Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 12.
Недумов И.Б. Особенности генезиса редкометальных пегматитов одного из полей Сибири. – Труды ИМГРЭ, 1962, вып. 8.
Недумов И.Б. Роль геологических факторов в формировании пегматитов и некоторых других эндогенных месторождений, связанных с гранитами. – В кн.: "Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов". "Наука", 1965.
Недумов И.Б. Комплексные поисково-оценочные критерии поллуцитоносных пегматитов. – Редкие элементы (сырье и экономика), Изд. ИМГРЭ, 1971, вып. 6.
Недумов И.Б. Закономерности формирования пегматитов различной рудной специализации. – Автореф. канд. дисс. М., 1974.
Недумов И.Б. Магматизм и пегматитообразование. "Наука", 1975.
Недумов И.Б., Земская И.П. Особенности концентрации редких элементов в ходе гранитоидного и пегматитового процессов в зависимости от геологических условий. – В кн.: "Особенности распределения редких элементов в пегматитах". М., "Наука", 1969.
Овчинников Н.Ф. Категория структуры в науках о природе. – В кн.: "Структуры и формы материй". М., "Наука", 1967.
Сливко М.М. О взаимосвязи между периодической системой Д.И. Менделеева и изоморфизмом. – Мин. сб. Львовского ун-та, 1969, вып. 1, № 23.

Смирнов Б.А. Влияние условий опыта на переход бинарной расслаивающейся смеси через критическую область (статьи 1 и 2). – ЖФХ, 1961, 35, № 10.
Смит Ф.Г. Обзор физико-химических свойств надкритических флюидов. – В кн.: "Эксперим. исслед. в области петрографии и рудообразования". ИЛ, 1954.
Смит Ф.Г. Физическая геохимия. М., "Недра", 1968.
Фишер И.З. Статистическая теория жидкостей. Физматгиз, 1961.
Френкель Я.И. Кинетическая теория жидкостей. М., Изд-во АН СССР, 1945.
Циклис Д.С. Расслоение газовых смесей. М., "Химия", 1969.
Шестакова Л.А., Нагорный Г.И., Финкельштейн Н.Ф. Тройная система из сульфидов Na, K и Ba. – Изв. физ.-хим. НИИ при Иркутском унте, ч. V, вып. 2. Иркутск, 1961.
Bowen N.L., Tuttle O.F. The sistem Na Al Si_3O_8 – Ca Al Si_3O_3 – H_2O. – J. Geol., 1955, 58, N 5.
Kennedy a.o. The upper threephese region in the system SiO_2 – H_2O. – Amer. J. Sci., 1962, 267.

М. В. Кузьменко

РОЛЬ ИЗОМОРФИЗМА В ПРОЦЕССАХ КОНЦЕНТРАЦИИ И РАССЕЯНИЯ ТАНТАЛА

Изоморфизм элементов, как показал К.А. Власов, относится к числу главных факторов формирования месторождений редких элементов наряду с исходным химическим составом магм, эманационным процессом и кристаллизационной дифференциацией. Все эти факторы тесно связаны, взаимообусловливают, дополняют или ослабляют друг друга и в свою очередь зависят от других, более общих геологических факторов (Власов, 1956–1957). В развитие идей К.А. Власова нами предложено рассматривать в числе главных факторов геохимическую специализацию магм и их дифференциатов наряду с их общим химическим составом и динамо-диффузионную дифференциацию наряду с эманационным процессом (Кузьменко, 1968; Кузьменко, Еськова, 1968), а также степень открытости или замкнутости систем, изменяющих направленность магматической дифференциации (Кузьменко, Акелин, 1965).

Характерная особенность изоморфизма тантала – вхождение его в кристаллические структуры минералов большого числа химических элементов (Nb, Ti, Zr, Hf, Sn, W, Al, Fe, Mg, Mn, Y, TR, Mo; см. фигуру). Эти элементы за исключением алюминия, иттрия и редкоземельных элементов цериевой группы имеют близкие размеры ионных радиусов с танталом или ниобием (табл. 1), чем и обусловлен их изоморфизм. Изоморфизм тантала и ниобия с алюминием, – по-видимому, следствие близости значений электроотрицательности, а с марганцем, иттрием и редкоземельными элементами обусловлен законом кратности атомных весов числам 1, 2 и 3 (Власов, 1964),

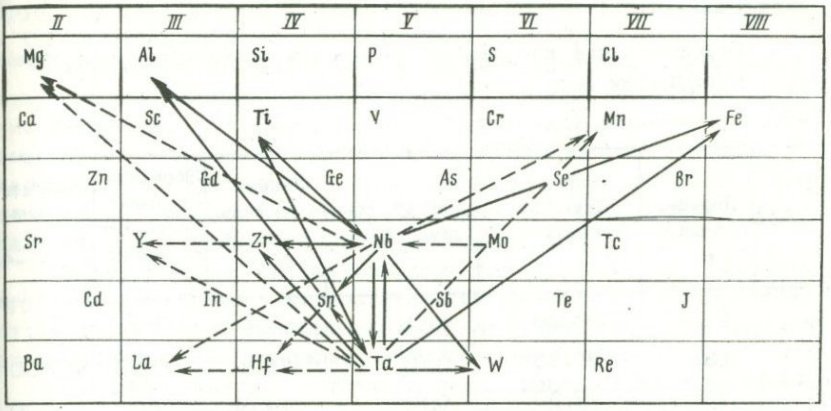


Схема изоморфизма тантала и ниобия
Пунктир – предлагаемый изоморфизм

что свойственно также элементам Mn, Zr, Nb, Mo, Hf, W. По размерам ионного радиуса элементы Mn^{2+}, Fe^{2+}, Y, Zr, TR, Hf ближе к танталу, а Mg, Al, Ti, Fe^{3+}, Mo, W – к ниобию; олово занимает промежуточное положение. Соответственно и изоморфизм в каждой из этих групп элементов проявлен более отчетливо.

Все указанные элементы за исключением молибдена, гафния и вольфрама более широко распространены в земной коре по сравнению с танталом (см. табл. 1). Следствие этого – рассеяние главной массы тантала в породообразующих минералах, содержащих алюминий и железо в шестерной координации, и концентрации в месторождениях Nb, Ti, Zr, Sn, W, Y, TR. Только небольшая часть тантала концентрируется до образования собственных минералов и месторождений в специфических условиях низких концентраций Nb, Ti, Zr, Sn, W (Кузьменко, Еськова, 1968). Mg, Mn, Y, TR, Th, Mo, как и гафний, не играют существенной роли в балансе распределения тантала в земной коре, первые вследствие слабо проявленного изоморфизма с танталом, последний в силу полной подчиненности цирконию.

Совершенный и практически неограниченный изовалентный изоморфизм тантала с ниобием послужил причиной их совместной концентрации в одних и тех же минералах и при резком преобладании ниобия в земной коре обусловил локализацию главной массы промышленных концентраций тантала в ниобиевых и комплексных тантал-ниобиевых месторождениях. В настоящее время известно около 120 минералов тантала и ниобия (включая и разновидности), из которых примерно 40 – собственно танталовые. Среди них танталит, микролит, стрюверит, симпосонит и воджинит представляют промышленный интерес, остальные – редкие.

Таблица 1

Геохимические константы химических элементов, изоморфных с танталом

Элемент	Порядковый №	Атомный вес	Ионный радиус, Å	Потенциал ионизации, эв	Электроотрицательность, кг.кал.г. ат.	Кларк в земной коре, $n \cdot 10^{-4}$%
Mg^{2+}	12	24,30	0,66	14,97	174	
Al^{3+}	13	26,98	0,51	28,31	220	80 500
Ti^{4+}	22	47,90	0,68	44,66	260	4 500
Mn^{2+}	25	54,94	0,80	15,70	170	1 000
Fe^{2+}	26	55,84	0,74	16,24	185	46 500
Fe^{3+}			0,64		245	
Y^{3+}	39	88,91	0,92	20,6	160	29
Zr^{4+}	40	91,22	0,82	33,83	200	170
Nb^{5+}	41	92,91	0,69	49,3	240	16
Mo^{6+}	42	95,94	0,62	70	275	1,1
Sn^{4+}	50	118,69	0,71	40,57	235	2,5
TR^{3+}	57-71	138,9-175	1,18-0,85	19,2	160	200
Hf^{4+}	72	178,49	0,78	31	180	1
Ta^{5+}	73	180,95	0,73	44,8	210	2
W^{6+}	74	183,85	0,62	61	235	1,3

Соотношение тантала и ниобия в их собственных минералах варьирует в широких пределах, отражая геохимическую специализацию расплавов, из которых формировались месторождения (табл. 2). Так, в минералах групп рутила, колумбит-танталита и пирохлор-микролита из редкометальных танталоносных гранитов тантал-ниобиевое отношение варьирует от 0,07 до 13. Только в эгирин-рибекитовом типе встречаются поликраз и фергюсонит с более низким соотношением.

В ниобий-танталовых и танталовых минералах из редкометальных гранитных пегматитов тантал-ниобиевое отношение наиболее высоко, обычно больше единицы, а в некоторых минералах до 200 и выше. Только в редкоземельных тантал-ниобатах, свойственных пегматитам редкоземельного и ниобий-иттриевого рядов, это соотношение опускается ниже единицы (табл. 2). В минералах групп перовскита, пирохлора, эшинита и ниобий-титан-силикатах из ред-

кометальных нефелиновых сиенитов тантал–ниобиевое отношение варьирует от 0,01 до 0,08, редко поднимается до 0,1 в мариньяките и 0,3 в уран–пирохлоре и опускается ниже 0,01 в ферсмите.

В пирохлоре, ильменорутиле и эшините из постмагматических альбититов нефелин–сиенитовых формаций тантал–ниобиевое отношение не превышает 0,01 и только в редко встречаемом эшините возрастает до 0,08. В ниобиевых минералах из редкометальных карбонатитов и связанных с ними метасоматитов это соотношение выше, чем в альбититах (0,02–0,31), и только в редких минералах луешите и пандаите опускается ниже 0,01.

При гетеровалентном изоморфизме тантала с Ti, Sn, W, Fe, Al и другими элементами электростатическое равновесие достигается путем вхождения в кристаллические структуры минералов других элементов с соответствующей валентностью (табл. 3).

Изоморфизм тантала с титаном также распространен весьма широко и в условиях соизмеримых концентраций тантала, ниобия и титана практически не ограничен. Следствие этого – образование комплексных минералов тантала, ниобия и титана с переменным их соотношением. К ним относятся изоморфные ряды рутил–ильменорутил–стрюверита, пирохлор–бетафит–микролита, эвксенит–тантал-эвксенита, поликраз–тантал–поликраза, эшинит–тантал–эшинита и др.

Среди минералов группы рутила максимальное тантал–ниобиевое отношение отмечено в стрюверитах редкометальных гранитных пегматитов (2–8), танталоносных литий–слюдистых гранитов и их экзоконтактных грейзенов (30–43). В щелочных пегматитах, карбонатитах, а также в постмагматических кварцево–жильногрейзеновых и полевошпат–сидерит–кварцевых образованиях встречается только ильменорутил с низким содержанием тантала и малым (менее 1:3) тантал–ниобиевым отношением. Интересно отметить, что в полевошпато-сидерит–кварцевых жилах субщелочных гранитных формаций тантал-ниобиевое отношение в раннем рутиле более высокое (до 1:5) по сравнению с поздним ильменорутилом (менее 1:15).

Минералы группы перовскита (дизаналит, кнопит, лопарит, ниоболопарит и луешит) из редкометальных месторождений щелочных и карбонатитовых формаций характеризуются очень низкими содержаниями тантала (< 1%) и малым тантал–ниобиевым отношением; Ta_2O_5 в перовските 0,04–0,7% при тантал–ниобиевом отношении 1:4–1:14. Наиболее высокое содержание Ta_2O_5 (до 3%) отмечается в дизаналите и кнопите предкарбонатитовых апатит–фофстерит–магнетитовых и альбититовых пород при повышенном (1:4–1:7) тантал-ниобиевом отношении (Кухаренко и др., 1961; Бородин, 1965). В лопарите из редкометальных нефелиновых сиенитов содержание Ta_2O_5 обычно не превышает 0,8% при тантал–ниобиевом отношении 1:13–1:18. В ниобиевом члене изоморфного ряда – луешите, также содержащем менее 1% Ta_2O_5, тантал–ниобиевое отношение ниже (1:39–1:90) по сравнению с титановыми членами ряда.

В интрузивных породах гранитоидных формаций главные концентраторы титана, тантала и ниобия – сфен и ильменит (Знаменский

Таблица 2

Максимальные значения тантал–ниобиевого отношения в характерных минералах главных генетических типов танталовых и ниобиевых месторождений

Структурные группы минералов, минералы	1	2	3	4	5
Ильменорутил–струверит	4,3	7,7	–	0,01	0,02
Колумбит–танталит	2,3	7	0,04	–	0,04
Воджинит	–	9,2	–	–	–
Тапиолит	–	8,7	–	–	–
Перовскит–луешит	0,8	–	0,08	–	0,02
Фергюсонит–форманит	0,04	26	–	–	–
Стибиотанталит	–	37	–	–	–
Самарскит	–	1,9	–	–	–
Торолит	–	15	–	–	–
Симпсонит	–	219	–	–	–
Пирохлор–микролит–бетафит	13	167	0,3	0,003	0,3
Эшинит	–	1,8	0,01	0,08	0,2
Эвксенит–поликраз	0,008	12	0,006	–	–
Мурманит	–	–	0,06	–	–
Ферсманит	–	–	0,02	–	–
Ниоколит	–	–	–	–	0,03

1 – редкометальные граниты; 2 – редкометальные гранитные пегматиты; 3 – редкометальные нефелиновые сиениты, пегматиты и фениты; 4 – постмагматические альбититы нефелин–сиенитовых формаций; 5 – карбонатиты и предкарбонатитовые метасоматиты.

Таблица 3

Основные схемы гетеровалентного изоморфизма тантала и ниобия

Схема изоморфизма	Минералы
$Ti^{4+}+(Ca,Ba,Sr)^{2+} \leftarrow Nb^{5+}+Na^{+}$	Титано–силикаты, титан–ниобий–силикаты
$Ti^{4+}+(Ca,Ba,Sr)^{2+} \rightleftharpoons Nb^{5+}+Na^{+}$	Перовскит, лопарит, пирохлор
$(Nb,Ta)^{5+}+Ca^{2+} \rightleftharpoons Ti^{4+}+TR^{3+}$	Кнопит, дизаналит

Таблица 3 (окончание)

Схема изоморфизма	Минералы
$3Ti^{4+} \leftarrow 2(Nb, Ta)^{5+} + (Fe, Mn)^{2+}$	Ильменит, рутил, ильменорутил,
$2Ti^{4+} \leftarrow (Nb, Ta)^{5+} + Fe^{3+}$	стрюверит
$Ti^{4+} + Th^{4+} \rightleftarrows Nb^{5+} + TR^{3+}$	Эвксенит, эшинит, самарскит,
$Ti^{4+} + U^{4+} \rightleftarrows Ta^{5+} + Y^{3+}$	фергюсонит
$2Ti^{4+} \rightleftarrows (Nb, Ta)^{5+} + TR^{3+}$	
$Fe^{3+} + 2Si^{4+} \leftarrow (Nb, Ta)^{5+} + 2Al^{3+}$	Пироксены, амфиболы, биотит;
$3(Fe, Al)^{3+} \leftarrow (Nb, Ta)^{5+} + 2(Mg,$	Окислы железа
$Mn, Fe)^{2+}$	
$Zr^{4+} + Ca^{2+} \leftarrow (Nb, Ta)^{5+} + Na^{+}$	Эвдиалит, ловозерит, велерит
$2Zr^{4+} \leftarrow (Ta, Nb)^{5+} + (Fe, Al)^{3+}$	Ловенит, кимцеит, улигит
$2Zr^{4+} \leftarrow (Ta, Nb)^{5+} + (Y, TR)^{3+}$	Циркон, циртолит
$3Zr^{4+} \leftarrow (Ta, Nb)^{5+} + (Th, U)^{4+} +$	Малакон, циркелит
$+(Y, TR)$	
$2Ta^{5+} + (Mn, Fe)^{2+} \leftarrow 3Sn^{4+}$	Танталит, иксиолит, воджинит
$Ta^{5+} + Ca^{2+} \leftarrow Sn^{4+} + Y^{3+}$	Хьельмит
$Ta^{5+} + (Mn, Fe)^{2+} \leftarrow Sn^{4+} + (TR, Fe)^{3+}$	
$2Sn^{4+} \leftarrow Ta^{5+} + Fe^{3+}$	Касситерит
$3Sn^{4+} \leftarrow 2Ta^{5+} + Fe^{2+}$	
$W^{6+} + (Fe, Mn)^{2+} \leftarrow Nb^{5+} + (Fe, Sc)^{3+}$	Вольфрамит, гюбнерит
$W^{6+} + Ca^{2+} \leftarrow Nb^{5+} + TR^{3+}$	Шеелит
$W^{6+} + O^{2-} \leftarrow Nb^{5+} + (OH)^{-}$	Тунгстит
$2Al^{3+} \leftarrow (Nb, Ta)^{5+} + Li^{+}$	Мусковит, лепидолит, криофил-
$3Al^{3+} \leftarrow (Nb, Ta)^{5+} + (Mg, Fe, Mn)^{2+}$	лит и другие безжелезистые слюды
$Al^{3+} + Si^{4+} \leftarrow (Nb, Ta)^{5+} + Be^{2+}$	
$2P^{5+} + TR^{3+} \leftarrow 2Si^{4+} + (Nb, Ta)^{5+}$	Монацит, рабдофанит, бритолит
$TR^{3+} + 2Si^{4+} \leftarrow (Nb, Ta)^{5+} + 2Al^{3+}$	Меланоцерит, кариоцерит
$3Ce^{3+} \leftarrow (Nb, Ta)^{5+} + 2Ca^{2+}$	Церит
$2Th^{4+} \leftarrow (Nb, Ta)^{5+} + TR$	Торит, торианит
$3(Sc, Y)^{3+} \leftarrow (Ta, Nb)^{5+} + 2(Mg,$	Тортвейтит
$Mn, Fe)^{2+}$	

и др., 1957, 1962; Кузьменко, 1959, 1964). Изоморфная емкость этих минералов в отношении тантала и ниобия весьма низкая, поэтому они не имеют изоструктурных танталовых и ниобиевых аналогов.

Сфен – характерный акцессорный минерал богатых кальцием гранитов, гранодиоритов, диоритов, габбро, фельдшпатоидных и нефелиновых сиенитов, щелочных ультрабазитов и их производных метасоматитов и пегматитов. Реже он встречается в щелочных гранитах и связанных с ними пегматитах. Содержание Ta_2O_5 в сфенах варьирует от 0,01 (редко ниже) до 0,35% при тантал–ниобиевом отношении 1:30–1.2,5. Наиболее низкие содержания Ta_2O_5 (0,001 – 0,02%) наблюдаются в сфенах из гранодиоритов, диоритов и габбро при тантал–ниобиевом отношении 1:29–1:10. В сфенах из гранитов содержание Ta_2O_5 изменяется от 0,009 до 0,35% при отношении его к ниобию 1:16–1:2,5. Для редкометальных гранитных пегматитов сфен нехарактерен. Он встречается только в пегматитах щелочных гранитов, и ему свойственно максимальное значение тантал–ниобиевого отношения (1:2,6). По сравнению с материнскими щелочными гранитами сфен из пегматитов отличается более высокой абсолютной и относительной концентрацией тантала. В сфене из нефелиновых сиенитов содержится 0,07–0,09% Ta_2O_5 при тантал–ниобиевом отношении 1:6–1,12. В щелочных ультрабазитах и их производных пегматитах и метасоматитах сфен содержит меньше тантала (0,013–0,07 Ta_2O_5) и имеет более низкое тантал–ниобиевое отношение (1:31–1:10).

Ильменит широко распространен в интрузивных породах гранитоидных и нефелин–сиенитовых формаций. Меньше его в пегматитах, полевошпато–кварцевых жилах и карбонатитах. Содержание Ta_2O_5 в ильменитах варьирует от $1 \cdot 10^{-4}$ до 0,2% при тантал–ниобиевом отношении 1:90–1:2,5. От сфена он отличается большей дисперсией содержаний тантала и величин тантал–ниобиевого отношения. Наиболее высокие концентрации тантала (более 0,1%) установлены в ильменитах лейкократовых аляскитовых гранитов, танталоносных гранитных пегматитов и карбонатитов, промежуточные (0,5–0,1%) – в ильменитах сидерофиллитовых редкометальных гранитов, щелочных сиенитов и редкоземельных пегматитов, минимальное (менее 0,05%) – в ильменитах гранодиоритов, обычных гранитов и граносиенитов. Повышенное тантал–ниобиевое отношение (более 1:10) свойственно сфенам только гранитоидных формаций.

Между содержанием тантала в ильменитах и соответствующих гранитах наблюдается прямая зависимость. При переходе от гранитов к пегматитам характер изменения количества тантала в ильмените зависит от содержания его в материнском граните. Так, в массивах с низким фоном тантала и ниобия содержание этих элементов и тантал–ниобиевое отношение в ильмените увеличиваются от гранитов к пегматитам, а в массивах с повышенным содержанием тантала и железа наоборот: от гранитов к пегматитам содержание обоих элементов и тантал–ниобиевое отношение в ильменитах умень-

шаются (Кузьменко и др., 1969). Ильменит и сфен отражают основные закономерности распределения тантала и ниобия в интрузивных породах: увеличение их содержания и тантал-ниобиевого отношения от основных пород к кислым и далее увеличение содержания с уменьшением этого отношения – в щелочных.

Изоморфизм тантала с цирконием проявлен практически во всех минералах циркония. Обычно в них ниобий резко преобладает над танталом, однако в цирконах из гранитов и гранитных пегматитов иногда наблюдаются и обратные соотношения. Несмотря на постоянное присутствие тантала и ниобия в минералах циркония, изоморфизм этих элементов с цирконием ограничен. Непрерывные изоморфные ряды между минералами этих элементов не наблюдаются, что, по всей вероятности, объясняется различиями кристаллохимических свойств циркония с танталом и особенно с ниобием и, в частности, размеров их ионных радиусов (см. табл. 1). В минералах циркония отмечаются более высокие тантал-ниобиевое и иттрий-цериевое отношения по сравнению с сосуществующими титановыми минералами, т.е. в них наблюдается относительная концентрация тантала и иттрия по сравнению с ниобием и лантаноидами цериевой подгруппы (Кузьменко, Акелин, 1965). Большее кристаллохимическое родство тантала с цирконием, а ниобия – с титаном подтверждено исследованиями Ю.А. Пятенко (1972).

Наиболее распространенные минералы циркония – циркон и эвдиалит. Циркон и его разновидности (малакон и циртолит) характерны для гранитоидов, полевошпатовых сиенитов и нефелиновых сиенитов миаскитового ряда, а также связанных с ними месторождений редких элементов. Содержание Ta_2O_5 в этих минералах – от 0,002 до 0,7% (редко меньше) при тантал-ниобиевом отношении 1:10–1:2. Самое высокое содержание Ta_2O_5 (0,2–0,7%) отмечается в циртолите литиевослюдистых танталоносных гранитов, среднее (0,03–0,06%) – в цирконе из гранитных пегматитов, миаскитовых нефелиновых сиенитов и их производных альбититов и пегматитов, наиболее низкое – в цирконах из гранитоидов (0,001–0,02%). Максимальное содержание тантала в цирконе и его разновидностях на два-три порядка выше кларка, а ниобия – на один-два порядка при более высоком тантал-ниобиевом отношении, что свидетельствует об относительной концентрации тантала по сравнению с ниобием в минералах этой группы. Наиболее высокое тантал-ниобиевое отношение (близкое к 1:1 и выше) свойственно цирконам только из гранитных пегматитов и гранитов, отличающимся умеренными и низкими концентрациями тантала.

Из других минералов циркония следует отметить эвдиалит-эвколит, ловозерит, катаплеит, цирфесит, гельциркон, барсановит, ловенит и бадделеит, встречающиеся только в нефелин-сиенитовых формациях, реже – в щелочных ультрабазитах и карбонатитах. Все они характеризуются повышенными содержаниями Ta_2O_5 (0,03–0,31%) при тантал-ниобиевом отношении 1:30–1:3, редко выше или ниже. В наиболее распространенных минералах группы эвдиалита – высо-

котемпературных магматогенных минералах нефелиновых сиенитов агпаитового ряда, а также в барсановите и ловените отношение тантала и ниобия обычно 1:12–1:30 и соответствует соотношениям этих элементов и интрузивных породах и их производных жильных дериватах. Исключениями в этом отношении являются эвдиалит из фенитов и эвколит из щелочных ультрабазитов, в которых тантал-ниобиевое отношение возрастает до 1:3–1:4.

В ловозерите, катаплеите и гельцирконе – продуктах более поздней пневматолит-гидротермальной стадии формирования пород и пегматитов тантал-ниобиевое отношение выше – 1:1,5–1:4, т.е. в эту стадию наблюдается относительная концентрация тантала по сравнению с ниобием. В цирфесите, образующемся в основном в процессе разрушения минералов групп эвдиалита, содержание тантала и ниобия по сравнению с первичными минералами увеличивается (0,14% Ta_2O_5 и 1,81% Nb_2O_5 против 0,04% Ta_2O_5 и 0,5% Nb_2O_5), но относительная концентрация тантала не отмечается. Баделеиту из щелочных ультрабазитов и карбонатитов свойственно высокое содержание Ta_2O_5 (0,31%) при достаточно высоком (1:3) тантал-ниобиевом отношении.

Изоморфизм тантала с оловом широко представлен в месторождениях гранитных формаций, что обусловлено близостью размеров их ионных радиусов (Кузнецов, 1947). Геохимическое родство с оловом более резко выражено у тантала, чем у ниобия, что, вероятно, является следствием большого сходства их кристаллохимических свойств (размеров ионных радиусов и потенциалов ионизации; см. табл. 2). Так, для собственно ниобиевых минералов олово не характерно, в то время как в минералах тантала оно часто присутствует в значительных количествах. Более того, танталу свойственны комплексные олово-танталовые минералы – торолит, хьельмит, олово-стрюверит, иксиолит, воджинит. Все эти минералы образуются в кислой среде в редкометальных танталоносных гранитных пегматитах. Во всех их за исключением торолита тантал и олово играют одинаковую роль в кристаллических структурах.

Тантал и ниобий постоянно присутствуют в касситерите, единственном широко распространенном минерале олова, представляющем промышленный интерес. Совместно с этими элементами в касситерит входит значительное количество двухвалентного железа, отличающегося от олова бо́льшим ионным радиусом, что при снижении температуры приводит к распаду соединений с образованием смесей двух минералов – касситерита и танталит-колумбита (Кузьменко, 1959) или касситерита и тапиолита (Корнетова, 1961). По всей вероятности, изоморфное замещение олова танталом, ниобием и железом в касситеритах ограничено, причем изоморфная емкость касситеритов по отношению к этим элементам уменьшается с понижением температуры процесса минералообразования. Исследованиями И.Е. Максимюк и С.И. Лебедевой (1967) установлено, что изоморфная емкость касситерита из гранитных пегматитов по отношению к танталу и ниобию в современных геохимических условиях равна при-

мерно 0,1% $(Ta, Nb)_2O_5$, а содержание их, превышающее этот предел, обусловлено наличием включений минералов группы колумбит-танталита.

Количество тантала в касситеритах из месторождений различных генетических типов варьирует в широких пределах – от $n \cdot 10^{-4}$% до целых процентов (Кузьменко, 1959; Четырбоцкая, 1966; Кузьменко, Еськова, 1968). Наиболее высокое содержание тантала в касситеритах литиевослюдистых редкометальных гранитов (0,1–3,5% Ta_2O_5 при тантал-ниобиевом отношении 1:1–5:1) и редкометальных танталоносных пегматитов литиевого, бериллиевого, комплексного редкометального и фтор-тантал-литиевого рядов. В касситеритах из пегматитов бериллиевого и комплексного редкометального рядов содержание Ta_2O_5 (0,96–2,50%) и тантал-ниобиевое отношение (1:1–20:1) более высокие, чем в касситеритах из пегматитов литиевого ряда (0,02–0,9% Ta_2O_5) при Ta_2O_5/Nb_2O_5, близком к единице. Касситериты пневматолит-гидротермальных оловянных месторождений, как правило, содержат меньше тантала и имеют более низкое тантал-ниобиевое отношение. С уменьшением температуры процесса эти характеристики снижаются (Кузьменко, Еськова, 1968).

Изоморфизм тантала с вольфрамом отчетливо выражен в вольфрамите и шеелите и также ограничен. В вольфрамите, как и в касситерите, содержание тантала и тантал-ниобиевое отношение уменьшаются с понижением температуры процесса, однако преобладание тантала над ниобием не наблюдается. Наиболее высокое содержание Ta_2O_5 отмечается в вольфрамитах пегматоидных обособлений и кварц-жильногрейзеновых месторождений (0,1–0,7%) тантал-вольфрамоносных гранитов при тантал-ниобиевом отношении 1:1–1:10.

В кварц-жильногрейзеновых месторождениях формации вольфрам-оловоносных гранитов содержание тантала и тантал-ниобиевое отношение в вольфрамитах (как и в касситеритах) более низкие (0,001–0,3% Ta_2O_5) при тантал-ниобиевом отношении 1:16–1:4. В вольфрамитах из месторождений касситерит-вольфрамит-силикатной рудной формации содержание тантала не превышает 0,001%.

В шеелите скарновой формации наиболее высокое содержание Ta_2O_5 (0,011%) установлено для кварц-полевошпатовой стадии минерализации при тантал-ниобиевом отношении, близком к единице. В шеелитовых концентратах двух промышленных месторождений установлено 0,004 и 0,002% Ta_2O_5. Среднее тантал-ниобиевое отношение в шеелитах 1:2–1:3, т.е. более высокое, чем в вольфрамитах касситерит-вольфрамит-силикатной рудной формации.

Изоморфизм тантала с железом, по-видимому, эндокриптный и обусловлен захватом тантала титаном совместно с ниобием. Наиболее отчетливо он проявлен в окислах железа (магнетит, гематит, мартит, лимонит), железистых слюдах (биотит), пироксенах, амфиболах, гранатах, турмалинах.

Магнетит – характерный акцессорный минерал практически всех типов пород интрузивных формаций, в то время как другие окислы железа встречаются преимущественно в лейкократовых конечных

членах гранитоидных интрузивных комплексов – пегматитах, редкометальных гранитах, полевошпат-сидерит-кварцевых жилах, а также карбонатитах.

Содержание Ta_2O_5 в магнетитах варьирует от 0,0004 до 0,04% при тантал-ниобиевом отношении 1:3-1:37. В магнетите большинства распространенных интрузивных пород гранитоидных, граносиенитовых и, по-видимому, основных формаций содержание тантала близко к кларкам в соответствующих породах. Только в конечных продуктах магматической дифференциации – редкометальных гранитах, гранитных пегматитах и карбонатитах, характеризующихся повышенными концентрациями тантала, содержание его в магнетите также повышено (0,002-0,04% Ta_2O_5) при тантал-ниобиевом отношении, близком к таковому в рудах. В связи с этим магнетиты можно рассматривать как минералы-индикаторы геохимических процессов, а повышеннные содержания в них тантала и ниобия – как индикаторы повышенных концентраций этих элементов в породах и рудах.

В титаномагнетите из оливинитов и пегматитов щелочных ультрабазитов тантала и ниобия мало (меньше кларковых значений), а в нефелиновых сиенитах – иногда до 0,06% Ta_2O_5 и до 3% Nb_2O_5.

Гематит из сидерофиллитовых редкометальных гранитов содержит 0,32% Ta_2O_5 и 2,2% Nb_2O_5 при их отношении 1:7, в то время как соотношение этих элементов в рудах 1:10-1:20. Таким образом, в этом минерале наблюдается относительная концентрация тантала по сравнению с ниобием, что является одной из причин пониженного тантал-ниобиевого отношения в сосуществующем колумбите – главном рудном компоненте (Кузьменко, 1959). Следовательно, наличие больших количеств гематита в рудах редкометальных гранитов – неблагоприятный признак обнаружения танталовой минерализации.

В биотите содержание Ta_2O_5 варьирует от 2.10^{-4} до 0,05%. От щелочных пироксенов и амфиболов биотиты отличаются более низкими содержаниями ниобия и, как следствие, более высоким тантал-ниобиевым отношением.

В биотите из диоритов и гранодиоритов содержится в среднем 0,0005-0,0009% Ta_2O_5 при тантал-ниобиевом отношении соответственно 1:18 и 1:15. В богатых кальцием амфиболовых гранитах среднее содержание Ta_2O_5 в биотите возрастает до 0,0023% с увеличением тантал-ниобиевого отношения до 1:12, в нормальных биотитовых гранитах – до 0,0027% при увеличении тантал-ниобиевого отношения до 1:8. В кислых лейкократовых биотитовых, двуслюдяных и мусковитовых гранитах, в большинстве своем слагающих фазы дополнительных интрузий гранитоидных формаций, среднее содержание Ta_2O_5 в биотите увеличивается до 0,0042% при среднем тантал-ниобиевом отношении 1:9-1:10.

В сидерофиллите редкометальных гранитов содержание тантала еще более возрастает (до 0,015% Ta_2O_5) при высоком тантал-ниобиевом отношении (1:5-1:7). В редкометальных гранитных

пегматитах комплексного ряда количество Ta_2O_5 в биотите наиболее высокое (до 0,05%) при наиболее высоком тантал-ниобиевом отношении (1:1,5-1:2). В биотите субщелочных гранитоидов содержания тантала и ниобия соизмеримы с количествами их в биотитовых и лейкократовых гранитах при более низком тантал-ниобиевом отношении.

Таким образом, особенности распределения тантала и ниобия в биотитах отражают, за небольшим исключением, закономерности их распределения в интрузивных породах. Чем выше содержание тантала в породе, тем выше оно и в соответствующем биотите. Исключением являются щелочные ультрабазиты, в биотите которых количества тантала и ниобия ниже кларковых при повышенных содержаниях их в породах. Это исключение объясняется высоким содержанием титана и железа в данных породах, минералы которых (перовскит, магнетит) кристаллизовались раньше биотита и связывали главную массу тантала и ниобия в своих кристаллических структурах.

На примере биотитов отчетливо подтверждается общая закономерность увеличения содержания тантала и ниобия в процессе магматической дифференциации от более основных пород к более кислым и щелочным и от более ранних к более поздним интрузивным фазам и пегматитам. То же относится и к тантал-ниобиевому отношению. Максимальной величины оно достигает в сидерофиллитах редкометальных гранитов и танталоносных гранитных пегматитов. В биотитах диоритов, гранодиоритов и субщелочных гранитоидов тантал-ниобиевое отношение наиболее низкое.

Изоморфизм тантала с алюминием наиболее отчетливо выражен в мусковите (Кузьменко, 1961). Содержание тантала в этом минерале обычно измеряется тысячными долями процента, редко снижается до десятитысячных и достигает сотых долей только в редкометальных гранитных пегматитах. В отличие от биотита мусковит характеризуется меньшим диапазоном изменения содержаний тантала.

Наиболее высокое содержание тантала отмечается в мусковитах из редкометальных гранитных пегматитов (0,008-0,02% Ta_2O_5), самое низкое - в мусковитах из мусковитовых гранитов и кварцевых жил, связанных с литий-слюдистыми танталоносными гранитами (0,001% Ta_2O_5).

В мусковитах не прослеживается прямая зависимость между содержанием тантала и тантал-ниобиевым отношением. Наиболее высокое тантал-ниобиевое отношение свойственно мусковиту из пегматитов бериллиевого ряда и околожильных грейзенов (1:2), характеризующемуся низким содержанием Ta_2O_5 (0,003-0,004%). Обычно в мусковитах из пегматитов отношение тантала к ниобию более низкое по сравнению с существующими тантало-ниобатами, что свидетельствует о предпочтительном изоморфизме ниобия в них с алюминием, находящимся в шестерной координации (Кузьменко, 1961, 1964, 1968).

В гранатах наблюдается обратная тенденция: в определенных условиях минералообразования тантал в них преобладает над ниобием. Содержание Ta_2O_5 в гранатах варьирует от $1 \cdot 10^{-4}$ до 0,029% при тантал-ниобиевом отношении 1:13 – до 5,1. Наиболее высокое содержание тантала (0,029% Ta_2O_5) и ниобия (0,025% Nb_2O_5) наблюдается в гранатах из лейкократовых биотитовых и двуслюдяных гранитов – материнских пород для редкометальных пегматитов. В других лейкократовых и обычных гранитах Ta_2O_5 в гранатах обычно не более 0,001%, при тантал-ниобиевом отношении 1 : 10.

В гранатах из гранитных пегматитов содержание обоих элементов колеблется в широких пределах в зависимости от геохимических особенностей и условий формирования пегматитов (Кузьменко, 1963). Наиболее высокое содержание Ta_2O_5 (0,02–0,03%) и тантал-ниобиевое отношение 1:1–5:1 свойственны гранатам редкометальных пегматитов комплексного ряда. В гранатах из пегматитов литиевого и бериллиевого рядов эти величины заметно снижаются, а в безрудных пегматитах достигают наименьших значений (0,001%). В гранатах щелочных ультрабазитов и их производных пегматитов Ta_2O_5 примерно 0,002–0,004% при тантал-ниобиевом отношении 1:7–1:13.

Таким образом, содержание тантала и тантал-ниобиевое отношение в гранатах находятся в прямой зависимости от их значений в породах и рудах. Вследствие этого гранаты можно рассматривать как минералы-индикаторы тантал-ниобиевого отношения в рудах и использовать в качестве критериев оценки перспектив их танталоносности.

Приведенные выше закономерности показывают, что степень рассеяния тантала в минералах геохимических родственных элементов и возможность образования собственных минералов зависят от трех главных факторов: 1) исходного состава магм и геохимической специализации их дифференциатов, 2) особенностей кристаллических структур и изоморфной емкости минералов и 3) последовательности их кристаллизации.

Геохимическая специализация расплавов определяет формы концентрации и рассеяния тантала в различных процессах эндогенного минералообразования. Так, в редкометальных нефелиновых сиенитах, богатых железом, гитаном, цирконием и редкоземельными элементами, тантал совместно с ниобием частично рассеивается в пироксенах и амфиболах, но в главной своей массе концентрируется в минералах титана и циркония или совместно с титаном, ниобием и редкоземельными элементами образует комплексные минералы. В альбититах и карбонатитах – производных щелочных магм, менее обогащенных железом и титаном, тантал концентрируется в минералах ниобия группы пирохлора и циркония.

В гранитоидах главная масса тантала совместно с ниобием и титаном рассеивается в биотите (Знаменский и др., 1957), щелочных пироксенах и амфиболах, остальная его часть концентрируется

в минералах титана (сфен, ильменит, рутил) и в меньшей степени – в цирконе. В лейкократовых двуслюдяных и мусковитовых гранитах, бедных титаном, оба элемента в значительной степени рассеиваются также в слюдах мусковитового ряда. Только в редкометальных гранитах концентрация тантала и ниобия превышает предел изоморфной емкости породообразующих минералов и образуются собственные или комплексные с титаном и редкими землями минералы этих элементов. В танталоносных редкометальных гранитах и гранитных пегматитах, характеризующихся практически полным отсутствием титана, тантал и ниобий частично рассеиваются в слюдах, гранатах и касситерите, но в главной своей массе концентрируются в форме собственных минералов. В месторождениях олова и вольфрама тантал и ниобий распределяются в касситеритах, вольфрамитах и шеелитах и собственных минералов в существенных количествах не образуют. Предпочтительный изоморфизм ниобия с алюминием (по сравнению с танталом) в слюдах, особенно в присутствии лития, способствует образованию собственно танталовых минералов в слюдоносных минеральных парагенезисах танталовых месторождений.

Таким образом, присутствие в месторождениях редких элементов высоких содержаний минералов титана, циркония, олова, вольфрама – неблагоприятный признак нахождения промышленных руд собственно тантало-ниобиевых или танталовых минералов. Присутствие же литиевых слюд и мусковита, особенно литийсодержащего, – благоприятный признак для обнаружения промышленных концентраций тантала в форме собственных минералов, поскольку в этих слюдах наблюдается избирательный изоморфизм ниобия с алюминием по сравнению с танталом (Кузьменко, 1961).

Степень концентрации тантала и величина тантал-ниобиевого отношения в тантал-ниобиевых минералах, а также в минералах Ti, Zr, Sn, W, Fe, в пироксенах, амфиболах, биотитах, гранатах находятся в прямой зависимости от их значений в соответствующих породах и рудах и закономерно изменяются в различных процессах эндогенного минералообразования. По их значениям в минерале можно судить о его генетической принадлежности и источнике россыпей. Характер изменения тантал-ниобиевого отношения в этих минералах в ходе магматических процессов может служить индикатором направленности магматической дифференциации, ведущей к совместной концентрации или разделению тантала с ниобием. Это общее правило нарушается только под влиянием структурных особенностей минералов-носителей и концентраторов тантала и последовательности их образования. Так, наблюдается увеличение изоморфной емкости минералов более высоких сингоний избирательно по отношению к танталу-рутила, циркона, касситерита, гематита и граната. В слюдах, кристаллизующихся на конечных этапах образования рудоносных формаций, содержание тантала может быть низким вследствие связывания его ранее в форме собственных минералов, а также в минералах титана, циркония, олова и вольфрама.

ЛИТЕРАТУРА

Бородин Л.С. Перовскитовые и дизаналитовые месторождения ниобия и тантала. – В кн.: "Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов", т. III. Генетические типы месторождений редких элементов. М., "Наука", 1965.

Власов К.А. Факторы образования различных типов редкометальных гранитных пегматитов. – Изв. АН СССР, Геол., 1956, № 1.

Власов К.А. Эманационный процесс и кристаллизационная дифференциация как ведущие факторы образования ряда месторождений редких элементов. – В кн.: "Вопросы геохимии и минералогии". Изд-во АН СССР, 1956а.

Власов К.А. Основные генетические типы редкометальных месторождений и факторы их образования. – Изв. АН СССР, Геол., 1957, № 2.

Власов К.А. Периодический закон, изоморфизм и парагенезис элементов. – ДАН СССР, 1964, 155, № 5.

Знаменский Е.Б., Конусова В.В., Кринберг И.А. Распределение титана, ниобия и тантала в сфеносодержащих гранитоидах. – Геохимия, 1962, № 9.

Знаменский Е.Б., Родионов А.М., Кахана М.И. О распределении ниобия и тантала в гранитах. – Геохимия, 1957, № 3.

Корнетова В.А. Об особенностях касситерита из пегматитовой жилы Восточного Забайкалья. – Труды Мин. музея АН СССР, вып. 12, 1961.

Кузнецов В.И. К вопросу об изоморфизме тантала, ниобия, олова и титана. – Мин. сб. Львовского геол. об-ва, вып. 1, 1947.

Кузьменко М.В. К геохимии тантала и ниобия. – Труды ИМГРЭ, 1959, вып. 3.

Кузьменко М.В. О роли слюд в процессе концентрации тантала. – ДАН СССР, 1961, 140, № 6.

Кузьменко М.В. Закономерности распределения тантала и ниобия в слабодифференцированных редкометальных гранитных пегматитах и особенности их генезиса. – Труды ИМГРЭ АН СССР, 1963, вып. 16.

Кузьменко М.В. Тантал. – В кн.: "Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов", т. 1. Геохимия редких элементов. М., "Наука", 1964.

Кузьменко М.В. Факторы концентрации тантала в процессах эндогенного минералообразования в свете идей К.А. Власова. Изд. ИМГРЭ. Серия "Научные собрания", вып. 2, 1968.

Кузьменко М.В., Акелин Н.А. Генезис субщелочных гранитоидов и связанных с ними альбититов и закономерности распределения в них тантала и ниобия. М., "Наука", 1965.

Кузьменко М.В., Акелин Н.А., Соколова Р.И. Особенности распределения тантала и ниобия в эндоконтактовых пегматитах и материнских гранитах. – В кн.: "Особенности распределения редких элементов в пегматитах". М., "Наука", 1969.

Кузьменко М.В., Еськова Е.М. Тантал и ниобий (генетические типы месторождений и геохимия). М., "Наука", 1968.

Кухаренко А.А., Скрижинская В.И., Ванштейн Э.Е., Кахана М.И. К геохимии ниобия и тантала в комплексах щелочно-ультраосновных пород. – Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, ч. 90, вып. 2.

Максимюк И.Е., Лебедева С.И. Изучение физических свойств касситерита с целью выяснения форм нахождения в них тантала и ниобия. М., "Наука", 1967.

Пятенко Ю.А. О специфике кристаллохимического поведения циркония, гафния, ниобия и тантала. – В кн.: "Редкометальные месторождения, их генезис и методы исследования". М., "Недра", 1972.

Четырбоцкая И.Н. Танталоносность вольфрамитов и касситеритов. – Геология рудных месторожд., т. VIII, № 3, 1966.

О. Е. Юшко-Захарова, А. Ю. Малевский, Л. С. Дубакина

ИЗОМОРФИЗМ ТЕЛЛУРА И ВИСМУТА В МИНЕРАЛАХ ПЛАТИНЫ И ПАЛЛАДИЯ

Висмут и теллур довольно часто ассоциируются в процессах рудообразования. Оба они могут либо входить в виде примеси в одни и те же рудообразующие сульфидные минералы либо образовывать самостоятельные минеральные виды – теллуриды висмута или теллуровисмутиды благородных металлов. В теллуридах висмута висмут и теллур обычно образуют стехиометрические соединения, в которых висмут занимает позицию катиона, а теллур – аниона. В таких соединениях изоморфизм между теллуром и висмутом не наблюдался. Имеющиеся немногочисленные химические анализы самородного висмута показывают, что содержание примеси теллура в них невелико (максимально до 2,4%; Нечелюстов и др., 1969), а в самородном теллуре висмут не отмечался (Синдеева, 1959).

Висмут и теллур часто присутствуют совместно в минералах платины и палладия, которые представляют большой интерес для изучения их изоморфизма. Эта группа минералов стала известна сравнительно недавно. Почти все минералы были открыты в последнее десятилетие (табл. 1).

Таблица 1

Минералы Pd и Pt с Bi и Te

Минерал	Формула	Сингония	Кем, когда установлен
Фрудит	$PdBi_2$	Моноклинная	Hawley, Berry, 1958
Майченерит	$PdBi_2$	Кубическая	
	$(Pd, Pt)(Bi, Te)_2$	"	Генкин, 1968
Котульскит	(Pd, Pt) (Te, Bi)	Гексагональная	
Мончеит	$(Pt(Te, Bi)_2$	"	
Меренскит	$(Pd, Pt)(Te, Bi)_2$	Тригональная	Kingston, 1966
	$(Pd, Ni)(Te, Bi)_2$	"	Rucklidge, 1969
Теларгпалит	$(Pd, Ag)_4Te$	Кубическая	Коваленкер, 1974
	$(Pd, Ag)_3(Ag, Pb)(Te, Se)$	–	Коваленкер, 1972
	$Pd_3(As, Te)$	–	–
Инсизваит	$Pt(Bi, Sb)_2$	Кубическая	Cabri, 1972

Таблица 2

Микрорентгеноструктурный анализ природных минеральных фаз

Обр.	Формула	Минеральный вид	Pd
33	Pd_2Bi	–	50,0* / 66,1
34	$(Pd_{0,94}Ag_{0,06})(Bi_{0,95}Te_{0,05})$	Котульскит	31,5 / 46,9
35	$Pd_{0,96}(Bi_{0,96}Te_{0,04})$		32,8 / 49,0
36	$(Pd_{0,99}Cu_{0,01})_{1,1}(Bi_{0,75}Te_{0,15}Pb_{0,10})$		35,8 / 52,0
37	$(Pd_{0,97}Ag_{0,03})_{1,27}(Bi_{0,89}Te_{0,01}Pb_{0,10})$		38,0 / 54,1
38	$(Pd_{0,80}Pt_{0,17}Sn_{0,03})(Bi_{0,67}Te_{0,14}Sb_{0,19})$		27,8 / 39,6
39	$Pt(Bi_{0,51}Te_{0,49})_{2,4}$	Монченит	–
43	$(Pd_{0,69}Pt_{0,31})_{0,7}(Bi_{0,5}Te_{0,5})_2$	Майченерит	12,0 / 17,7
42	$(Pd_{0,87}Ni_{0,13})_{0,8}(Te_{0,6}Bi_{0,4})_2$		18,0 / 24,6
41	$PdBi_{2,7}$	Фрудит	15,0 / 25,5

*Здесь и далее числитель – вес.%, знаменатель – ат.%.

Для определения пределов изоморфной смесимости элементов, а также для разработки номенклатуры висмуто-теллуридов платины и палладия нами было проведено исследование минеральных и искусственных фаз в системах Pd–Bi–Te, Pt–Bi–Te. Синтез искусственных фаз заранее заданного состава проводили путем сплавления в эвакуированных кварцевых ампулах висмута, теллура и палладия и вис-

системы Pd–Pt–Bi–Te

Pt	Ni	Bi	Te	Pb	Sb	Ag	Cu	Sn	Сумма
–	–	50,0	–	–	–	–	–	–	100
		33,9							100
–	–	62,5	2,2	–	–	2,2	–	–	98,4
		47,5	2,5			3,1			100
–	–	64,2	1,8	–	–	–	–	–	98,8
		48,8	2,2						100
–	–	49,0	5,8	5,8	–	–	0,2	–	96,6
		36,2	7,0	4,3			0,5		100
–	–	54,0	0,55	6,6	–	1,35	–	–	99,9
		39,1	0,6	4,4		1,8			100
10,8	–	40,2	5,9	–	7,8	–	–	1,5	94,0
8,4		33,5	7,0		9,7			1,8	100
32,1	–	43,0	24,6	–	–	–	–	–	99,7
29,1		36,6	34,3						100
10,0	–	50,0	30,0	–	–	–	–	–	102,0
8,0		37,5	36,8						100
–	1,5	42,0	38,0	–	–	–	–	–	99,5
	3,6	28,9	42,9						100
–	–	86,0	–	–	–	–	–	–	101,0
		74,5							100

мута, теллура и платины. После синтеза сплавы отжигались при температуре 400° в течение 25 час. и закаливались в воде.

Синтезированные и природные образцы были изучены нами на микроанализаторе с целью точного выяснения полученных составов (однофазных и многофазных сплавов), а также рентгеноструктурно и оптически.

В табл. 2 и 3 приведены результаты микрозондового исследования химического состава природных и искусственных минеральных фаз PdPtBiTe-группы[1]. Самое высокое содержание палладия отвечает природному двухкомпонентному соединению Pd_2Bi, обнаруженному нами в рудах Талнаха (№ 33), а платины – искусственному мончеиту (№ 840). Из-за чрезвычайно мелкого размера включений минерал состава Pd_2Bi рентгеноструктурно изучить не удалось, а поскольку его синтетический аналог пока не получен, идентифицировать этот минерал не представляется возможным. По оптическим свойствам (цвет, отражательная способность) и микротвердости он практически не отличается от минералов состава PdBi и, возможно, относится к этому же минеральному виду. Вызывает сомнение также точность анализа двухкомпонентного минерала $PdBi_{2,7}$, в котором содержание висмута достигает 86 вес.% (табл.2). Ранее этот минерал был назван нами висмутидом палладия (Юшко-Захарова, Черняев, 1966). В связи с тем, что по своим оптическим свойствам он сходен с фрудитом, его, возможно, следует считать разновидностью фрудита, обогащенной висмутом.

Изучение остальных встреченных нами природных и синтезированных минеральных фаз PdPtBiTe показало, что они являются разновидностями котульскита, майченерита, меренскита и мончеита (табл. 2 и 3).

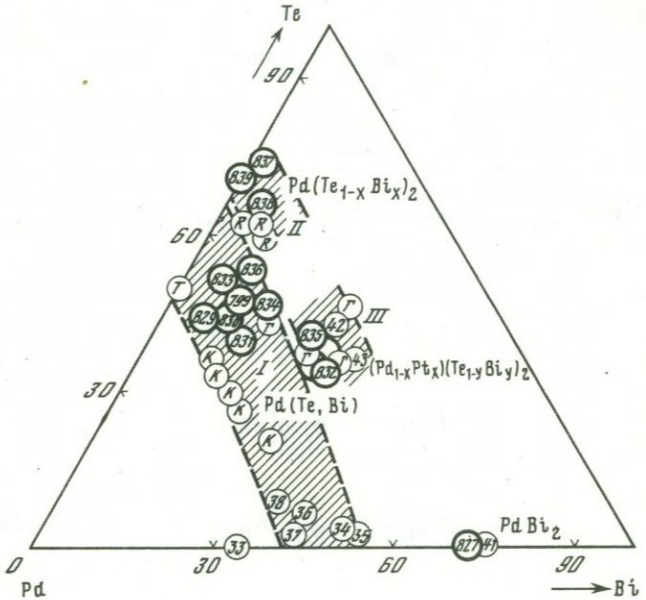
На диаграмме состава системы Pd – Te – Bi (фиг. 1), на которую нанесены данные наших анализов синтетических и природных минералов, а также данные по природным фазам А.Д. Генкина с соавторами (1963, 1972), Руклиджа (Rucklidge, 1969) и В.А. Коваленкера с соавторами намечается три области: котульскита (I), меренскита (II) и майченерита (III).

Минералы котульскитового ряда (область I) обладают полной смесимостью висмута и теллура, и поле этого ряда наиболее обширно. Все минеральные фазы от почти бестеллуритовых составов PdBi (34, 35, 37) до почти не содержащих висмута PdTe (830, 833) можно относить к ряду котульскита. Теллур и висмут в минералах этого ряда находятся друг с другом в обратной зависимости (фиг. 2). Содержание палладия в них также меняется в довольно широких пределах (31,5–55,2 ат.%). При пересчете анализов природных и искусственных фаз на формулу котульскита (AB)[2] во всех случаях обнаруживается некоторый дефицит палладия и избыток вис-

---

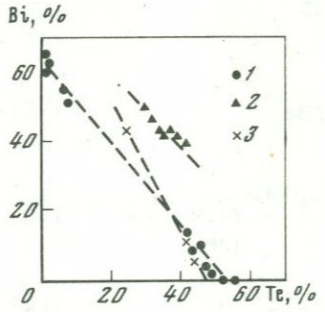
[1] Исследования проводились на приборе УХА-3А. Палладий, платина, висмут и теллур определялись по K_α, L_α, M_α и M_β-сериям соответственно. В качестве эталонов использовались химически чистые Pt, Pd и Bi и сплав NiTe. Измерения проводились при ускоряющем напряжении в 25 кв, силе тока $0{,}2–0{,}4 \cdot 10^{-7}$ А, диаметре электронного пучка 1–2 мкм. Количественный расчет проводился методом "гипотетического состава", поправки вводились на атомный номер и на поглащение по методу Рыдника-Боровского.

[2] A – Pt, Pd; B – Te, Bi.



Фиг. 1. Схема фазовых отношений в части системы Pd–Te–Bi

Номера минеральных фаз – см. табл. 2 и 3. Буквами в кружках обозначены составы по литературным данным: Г – Генкин и др. (1963, 1972), К – Коваленкер и др., R – Ruclidge(1969), Т – Thomassen (1929); I – котульскит, II – меренскит, III – майченерит



Фиг. 2. Изменение размеров элементарной ячейки в зависимости от величины отношения содержания теллура и висмута

1 – котульскит, *2* – майченерит, *3* – мончеит

мута. Учитывая возможность замещения палладия висмутом (до 20 ат.%), часть висмута, вероятно, можно объединить с палладием, как это сделано с серебром, примесь которого (до 3,1 ат.%) нередко содержится в котульските (табл. 1). Обобщенная формула котульскита имеет вид: $Pd_{1\pm0,25}(Bi, Te)$, где теллур и висмут находятся в любом соотношении.

Кроме перечисленных компонентов, в котульските часто присутствует примесь свинца (до 4,3 ат.%). В одном из изученных вклю-

Таблица 3

Результаты микрорентгеноспектрального и рентгенографического анализов искусственных фаз системы Pd–Pt–Bi–Te

Обр.	Формула		Pd	Pt	Bi	Te	Сумма	Параметры решетки, Å
829	Котульскит	$Pd_{0,78}(Te_{0,79}Bi_{0,21})$	36,4 44,0	–	18,9 11,6	44,2 44,4	99,5 100	c=5,65±0,02, a=4,17±0,02
830		$Pd_{0,86}(Te_{0,84}Bi_{0,16})$	40,0 46,4	–	14,0 8,3	45,9 45,3	99,9 100	c=5,66±0,02, a=4,16±0,02
833		$Pd_{0,75}(Te_{0,89}Bi_{0,11})$	37,4 42,8	–	11,0 6,4	53,3 50,8	100,7 100	c=5,54±0,02, a=4,02±0,02
831		$Pd_{0,77}(Te_{0,72}Bi_{0,28})$	30,4 43,4	–	26,5 15,8	42,0 40,8	98,9 100	c=5,64±0,02, a=4,11±0,02
799		$Pd_{0,76}(Te_{0,81}Bi_{0,19})$	36,4 43,2	–	17,24 10,4	46,9 46,4	100,5 100	–
839	Меренскит	$PdTe_{2,45}$	25,4 29,0	–	–	74,8 71,0	100,2 100	c=5,12±0,02, a=4,05±0,02
837		$Pd(Te_{0,99}Bi_{0,01})_{3,1}$	20,9 24,0	–	1,5 0,8	79,0 75,2	101,4 100	
838а		$Pd(Te_{0,90}Bi_{0,10})_{2,5}$	24,7 28,6	–	11,6 6,8	66,5 64,6	102,8 100	–
832	Майченерит	$Pd(Te_{0,52}Bi_{0,48})_{2,08}$	23,0 32,4	–	46,2 32,1	31,1 35,5	100,3 100	a=6,68±0,02
835		$Pd(Te_{0,58}Bi_{0,42})_{2,10}$	23,9 32,2	–	40,5 27,9	35,5 39	99,9 100	a=6,69±0,02
836б		$Pd(Te_{0,57}Bi_{0,43})_{2,15}$	23,2 31,7	–	42,0 29,2	34,4 39,1	99,6 100	–
798		$Pd(Te_{0,58}Bi_{0,42})_{2,33}$	22,0 30,0	–	42,5 29,0	36,2 41,0	100,7 100	–

Таблица 3 (окончание)

Обр.	Формула	Pd
838б Майченерит	$Pd_{0,82}(Te_{0,63}Bi_{0,37})_{2,42}$	22,0 / 29,2
841 Мончеит	$Pt(Te_{0,86}Bi_{0,14})_{1,5}$	-
840	$Pt(Te_{0,94}Bi_{0,06})_{1,4}$	-

чений (38) палладий частично замещен платиной (8,4 ат.%), а часть висмута – сурьмой (9,7 ат.%). По данным Штумпфля (Stumpfl, 1961), впервые установившего сурьмяно-висмутовый минерал палладия, содержание сурьмы в нем может достигать 25,2% при содержании висмута 31,2%. Однако поскольку описание свойств этого минерала в литературе отсутствует, трудно судить о его принадлежности к определенному минеральному виду и о пределах смесимости висмута и сурьмы.

Результаты рентгенографического изучения искусственных фаз котульскитового ряда приведены в табл. 4. Порошкограммы всех изученных образцов характеризуются гексагональной сингонией с параметрами: $a° = 4,02–4,17 \pm 0,02$, $c° = 5,54–5,66 \pm 0,02$ Å. Сравнение параметров решетки изученных составов с различным отношением Te:Bi показывает, что размеры элементарной ячейки в них увеличиваются по мере увеличения содержания висмута (фиг. 2).

Меренскит на диаграмме Pd–Te–Bi располагается рядом с полем котульскита в области ограниченных твердых растворов (область II, фиг. 1). В минералах меренскитового состава, если судить по соответствующим искусственным фазам (839, 837, 838а), содержание палладия меняется от 24,0 до 29,0 ат.%, а на долю теллура приходится 64,6–75,2 ат.% $[Pd(Te, Bi)_{2+y}]$.[1] Содержание висмута не превышает 6,8 ат.%, а по Рукліджу (Rucklidge, 1969) 8 ат.% Результаты рентгенографического изучения сплавов меренскитового состава показывают сходство синтетических фаз с природным меренскитом Кингстона (Kingston, 1966). Порошкограммы синтетических фаз характеризуются тригональной сингонией с параметрами: $a° = 4,05 \pm 0,02$, $c° = 5,12 \pm 0,2$ Å (табл. 5).

[1] Некоторое завышение содержания теллура может быть связано с ошибкой анализа, которая лежит в допустимых пределах.

Pt	Bi	Te	Сумма	Параметры решетки, Å
–	38,6	40,5	101,1	
	26,0	44,8	100	
47,9	10,8	40,4	99,1	c=5,31±0,02,
39,9	8,5	51,6	100	a=4,04±0,02
50,5	4,7	43,3	98,5	c=5,29±0,02
41,8	3,5	54,7	100	a=4,05±0,02

Минералы и искусственные фазы майченеритового состава (область III) располагаются как бы на продолжении поля меренскита (фиг. 1). Между полями этих минералов наблюдается большой разрыв, границы которого пока окончательно не ясны. Содержание палладия в минералах майченеритового вида меняется от 24,6 до 32,4 ат.%. В одном из изученных микровключений содержание палладия равно 17,7 ат.%, но в нем же установлено 8,0 ат.% платины (табл. 2). Висмут и теллур находятся в обратном соотношении друг с другом (фиг. 3); их абсолютное количество меняется соответственно от 26,0 до 37,5 и от 35,5 до 44,8 ат.%. В виде примеси иногда присутствует никель (табл. 1).

Формула майченерита: $(Pd_{1-x}Pt_x)(Te_{1-y}Bi_y)_{2+z}$, где $x = 0–0,25$, $y = 0,36–0,55$.

Рентгенограммы порошков синтетических майченеритов (табл. 2) характеризуются кубической ячейкой с $a° = 6,68 \pm 0,02$ Å, близкой к ячейке природного майченерита из Седбери (6,65 Å; Cabri, 1972). В.А. Коваленкер впервые открыл минералы теларгполит $(Pd, Ag)_4Te$ и $(Pd, Ag)_3(Ag, Pb)(Te, Se)$. Нами эти минералы в рудах других медно-никелевых месторождений не встречены.

В системе Pt-Te-Bi среди висмуто-теллуридов платины нами изучен мончеит (табл. 2 и 3, фиг. 4). Этот минерал А.Д. Генкин с авторами (1972) относят к одному минеральному ряду с меренскитом $Pt(Te, Bi)_2 – Pd(Te, Bi)_2$.

Содержание платины в изученных нами мончеитовых фазах было в пределах 29,1–51,3, теллура 34,3–51,6, висмута 7,3–36,6 ат.%. Палладий, вероятно, может занимать позицию платины $(Pt_{1-x}Pd_x) \times (Te_{1-y}Bi_y)_{2 \pm 0,5}$, где x может меняться в пределах 0–0,12, а $y = 0,06–0,48$.

На схему части диаграммы Pt-Te-Bi (фиг. 4) нанесены результаты наших анализов мончеитовых фаз и данные по природным мончеитам А.Д. Генкина с соавторами (1963) и В.А. Коваленкера. Как

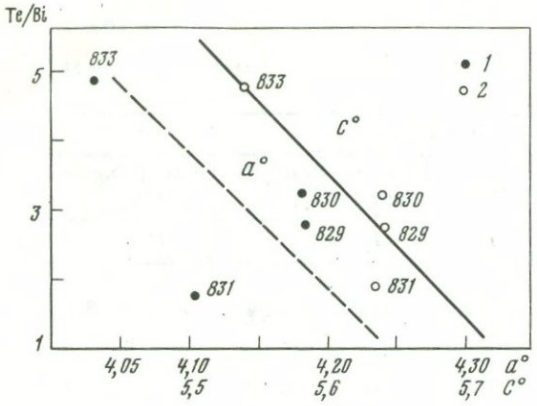
Таблица 4

Межплоскостные расстояния минеральных фаз котульскитов

Синтетические																			
829			830		831		833												
I	d	hkl	I	d	I	d	I	d											
5	3,01	101	6,5	3,02	10	2,97	7												
10	2,21	102	10	2,22	10	2,19	10												
10	2,06	110	10	2,08	5	2,05	10												
1	1,947	-	1	1,956	1	1,987	-												
2,5	1,713	201	3,5	1,720	2,5	1,694	5												
2,5	1,663	112	3,5	1,671	5	1,649	5												
3,5	1,516	202	5	1,521	3,5	1,502	7												
-	-	-	1	1,473	3,5	1,443	-												
2	1,412	004	2,5	1,415	1	1,410	3,5												
					1	1,391													
2,5	1,328	211	5	1,326	2	1,315	3,5												
2,5	1,302	203	25	1,300															
3,5	1,227	212	6,5	1,228	2,5	1,234	2												
2	1,204	300	3,5	1,202	3,5	1,211	5												
					1	1,189													
3,5	1,172	114	6,5	1,174	2	1,176	7												
					2,5	1,153													
2	1,127	-	3,5	1,106	2	1,096	-												
1	1,081	302; 213	2,5	1,080	2	1,081	3,5												
1	1,046	-	3,5	1,040	1	1,039	2												
-	-	-	1	1,009	1	1,017	2												
-	-	-	-	-	2	0,9945	-												
2	0,9879	-	2,5	0,9846	2	0,9804	2												
2	0,9434	-	3,5	0,9428	1	0,9348	2												
2,5	0,9174	-	5	0,9155	2	0,9159	3,5												
					2,5	0,9064	5												
1	0,8930	-	2,5	0,8903	-	-	-												
1	0,8739	-	2,5	0,8824	-	-	2												
			2,5	0,8708			2												
1	0,8605	-	-	-	2,5	0,8683	-												
-	-	-	2,5	0,8584	1	0,8550	2												
2,5	0,8414	-	-	-	2	0,8463	2												
			3,5	0,8380	2	0,8335													
			3,5	0,8193	-	-	7												
					2	0,8032	3,2												

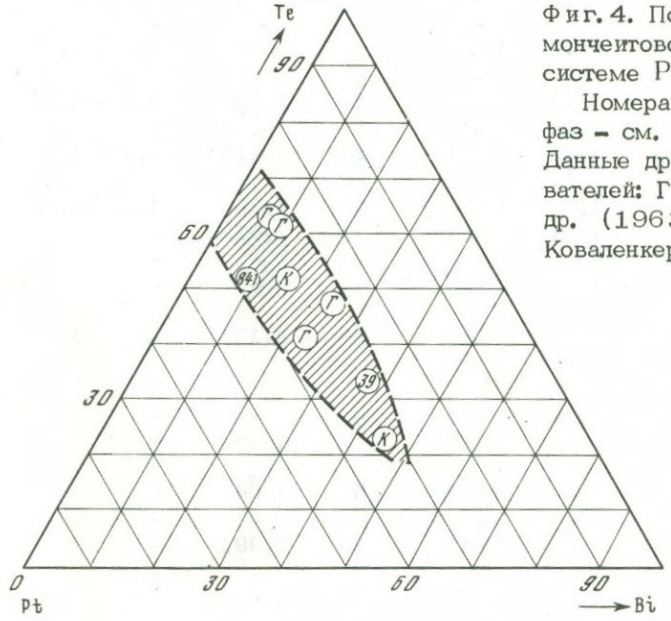
ряда

фазы	Природные фазы							
833	1г (Генкин и др., 1963)			1 к (по Коваленкеру)		2к (Kingston, 1966)	
d	I	d	hkl	I	d	I	d
	3	3,65	1010				
2,98	10	3,05	1010	10	3,04	10	3,03
	1	2,85	0002				
	1	2,65					
2,19	9	2,24	1012	10	2,23	9	2,22
2,04	9	2,09	1120	9	2,08	7	2,08
-	-	-	-	-	-	-	-
1,667	6	1,68	1013	5	1,674	2	1,67
1,633	-	-	-	-	-	-	-
1,485	7	1,53	2022	6	1,528	3	1,52
-	1	1,44	-	-	-	-	-
1,386	2	1,42	0004	2	1,415	0,5	1,41
1,299	7	1,33	1014	5	1,332	1	1,32
	3	1,31	2023	1	1,312	-	-
1,278	-	-	-	-	-	-	-
1,204	7	1,21	3030	-	-	-	-
1,176	8,5	1,17	1124	8	1,175	1	1,17
1,147							
-	6	1,11	-	-	-	-	-
1,085	-	-	1015	2	1,082	-	-
1,063	-	-	2240	5	1,046	-	-
1,021	-	-	-	-	-	-	-
0,9945	-	-	1341	2	0,991	-	-
0,9715	-	-	-	-	-	-	-
0,9463	-	-	-	-	-	-	-
0,9293	-						
0,9010							
-							
0,8764							
0,8723							
-							
0,8583							
0,8463							
0,8287							
0,8098							



Фиг. 3. Отношение висмута и теллура в различных висмут-теллуридах

1 – котульскит, *2* – мончеит



Фиг. 4. Положение фаз мончеитового состава в системе Pt–Te–Bi

Номера минеральных фаз – см. табл. 2 и 3. Данные других исследователей: Г – Генкина и др. (1963, 1972), К – Коваленкера и др. (1972)

видно из диаграммы, минералы мончеитового вида занимают значительное поле, протягивающееся параллельно линии Te–Bi, что свидетельствует об изоморфизме этих элементов.

Кроме мончеита, в системе Pt–Te–Bi можно рассматривать инсизваит $Pt(Bi, Sb)_2$, впервые установленный Кабри (Cabri, Harris, 1972) в медно-никелевых рудах месторождения Инсизва.

В СССР инсизваит встретил в медно-никелевых рудах одного месторождения В.А. Коваленкер. Анализы инсизваита, приведенные в работе Кабри (Cabri, Harris, 1973), свидетельствуют о том, что содержание основных компонентов в различных его включениях практически остается без изменения: платины 35,6–36,4%, висмута

Таблица 5

Межплоскостные расстояния майенеорита, моичента, моренскита и фруита

Синтетическая фаза, обр. 832			Майенеорит (Генкин и др., 1963)			Майенеорит (Hawley, Berry, 1958)		Синтетическая фаза моичента, обр. 841			Моичент (Генкин и др., 1963			Моренскитовые синтетические составы				Моренскит (Kingston, 1966)			Фруит синтетический, обр. 827			Фруит (Burr, Piacc, 1942)		
														обр. 837		обр. 839											
I	d	hkl	I	d	hkl	I	d	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d	I	d	I	d	hkl	I	d	hkl	I	d	hkl
						10	3,39	5	5,31	001	6	5,32	0001	10	2,87	10	2,89	10	2,92	101	10	3,38					
0,5	3,35	–	36	3,30	002			10	2,93	101	10	2,93	1001	1		1	2,70				5	3,02	310	7	2,97	310
0,5	3,26	–																						2	2,81	311
7	2,98	021	100	2,97	021	100	2,99				1	2,66	0002	2	2,55	1	2,56			002	7	2,66	002;	10	2,77	002;
7	2,72	112	81	2,70	112	80	2,73	10	2,12	202	8	2,11	1012			3,5	2,36						202			202
3	2,36	022	13	2,32	022	15	2,37	5	2,02	110	7	2,02	1120			2,5	2,18	6	2,10		7	2,51		7	2,48	411;
																										311
10	2,01	113	54	2,00	113	90	2,01	1	1,895	111	4	1,888	1121	10	2,06	6,5	2,08	3	2,07	102	5	240	401;			
																							301			
0,5	1,923	222	7	1,91	222	5	1,92	2,5	1,657	201	6	1,664	2021	5	2,00	5	2,01	3	2,02	110	5	2,30	112;			402;
																							402	4	2,35	112
3	1,850	023	21	1,84	023	15	1,86	6	1,578	103	5	1,575	1013	1	1,864											202
7	1,789	123	40	1,77	123	75	1,79	3,5	1,465	202	7	1,462	2022	1	1,694											
2	1,668	004	5	1,66	004	10	1,67				4	1,324	1123	3,5	1,644	3,5	1,655	3	1,67	201	5	2,24	312;	7	2,21	312;
																							112			112
2	1,496	0,24	6	1,487	024	5	1,50	3,5	1,285	211	7	1,282	1231	2	1,572	2,5	1,580			112	5	2,17				
5	1,462	124	20	1,449	124	30	1,46	3,5	1,256	203	3	1,242	2023	5	1,525	3,5	1,541	3	1,54	101	3,5	2,01	601		2,09	601
2	1,422	233	10	1,416	233	10	1,42	3,5	1,186	212	5	1,182	1232			2,5	1,485				5	2,12	500;	5	2,14	510;
																							511			511
1,5	1,367	224	8	1,354	224	5	1,37				3	1,164	3030	3,5	1,430	3,5	1,446			202						020
5	1,286	115;			115;																					
		333	18	1,280	333	20	1,285	5	1,106	114	5	1,106	1124	1	1,299	5	1,280			004	5	1,888		1	1,881	511;
5	1,243	025;	22	1,230	025;	25	1,24	2,5	1,058	213	4	1,054	1233	5	1,269	2	1,224			203						203
		234			234																					312;
3	1,222	125	10	1,211	125	20	1,22	5	1,013	220	4	1,010	2240	3,5	1,165	3,5	1,174			212	5	1,7068		4	1,689	512
													1015													022;
5	1,181	044	26	1,173	044	25	1,18																			222
0,5	1,137							1	0,9739	303				5	1,077	5	1,084			114						513
1	1,098		5	1,106	006;	5	1,105	2,5	0,9079	213				3,5	1,037	1	1,044				7	1,6529		6	1,637	710;
					244																					113
			9	1,091	061	5	1,087							1	1,006	1	1,004				7	1,5723		2	1,590	801;
																										222
																										422
5	1,084	119;			116;																					
		235	23	1,079	235	20	1,083							3,5	0,9811	2,5	0,9830				7	1,5029		8	1,556	603;
																										712;
																										512;
2	1,019	335	25	1,011	335	15	1,020							2	0,9463	1	0,9449				7	1,454		4	1,497	800
																										621;
																										711;
																										620;
			10	1,000	226									1	0,9229											213
3	0,9955	063			063									2	0,9035	1	0,9069				3,5	1,430		1	1,453	403
																								1	1,419	130;
		245	48	0,987	245	20	0,996																			801;
2	0,9830	136	15	0,979	136	15	0,985							2	0,8806	1	0,8857									223
2	0,9169													3,5	0,8605	2,5	0,8629				3,5	1,337		2	1,281	
3	0,9088													3,5	0,8430	2,5	0,8419				2	1,321		1	1,261	
1	0,8924													3,5	0,8306	2	0,8278				2	1,249		1	1,244	
7	0,8691													3,5	0,8098						3,5	1,184		4	1,185	
3	0,8555																				2	1,143				
3	0,8485																				2	1,116		3	1,118	
2	0,8354																				2	1,096				
1,5	0,8100																				5	1,077				
3	0,8045																				2	1,030				
2	0,7995																				2	0,9814				
																					3,5	0,0318				
																					7	0,8618				
																					7	0,8344				
																					5	0,8214				

49,6–54,6%, сурьмы, находящейся в обратном соотношении с висмутом, 10,7–14,8%[1].

Минералогическое изучение природных и искусственных фаз рассматриваемой минеральной группы, проведенное нами, показало идентичность соответствующих синтетических аналогов природным минералам по значениям дисперсии и величинам отражательной способности, твердости и другим свойствам (табл. 6 и 7).

Различные природные и искусственные фазы системы Pd–Pt–Te–Bi по оптическим свойствам можно разделить на две группы – изотропные и анизотропные. К изотропным относятся: майченерит, теларгпалит и инсизваит, к анизотропным – все остальные. Среди анизотропных минералов, в свою очередь, по характеру дисперсии отражательной способности четко выделяются мончеит, минерал состава $(Pd, Ag)_3(Ag, Pb)(Te, Se)$[2] и фрудит[3], для которых типично отсутствие цветных оттенков. По данным Рукліджа (Rucklidge, 1969), белым цветом характеризуется также обогащенный никелем меренскит. Друг от друга эти минералы отличаются резко различными абсолютными значениями отражательной способности. У минерала $(Pd, Ag)_3(Ag, Pb)(Te, Se)$ отражательная способность гораздо ниже, чем у мончеита, а у фрудита и никелистого меренскита значительно выше. Фрудит от меренскита отличается более низкой твердостью (табл. 7).

Анизотропные минералы котульскит, меренскит и $(Pd, Ag)_3(Ag, Pd)(Te, Se)$ имеют розовые или кремовые оттенки и весьма близкие кривые отражательной способности (фиг. 5). Изучение большого числа минеральных фаз котульскитового ряда с резко различными содержаниями теллура и висмута показало довольно сходный характер кривых дисперсий отражательной способности. Абсолютные величины отражательной способности и твердости хотя и подвержены изменениям, однако не обнаруживают какой-либо связи с изменением состава минералов (табл. 6 и 7).

Сходные с котульскитом по оптическим свойствам меренскит и минерал состава $(Pd, Ag)_3(Ag, Pb)(Te, Se)$ имеют меньшую твердость, а $(Pd, Ag)_3(Ag, Pb)(Te, Se)$ более низкую отражательную способность. Какие-либо общие зависимости между отражательной способностью и твердостью меренскитов и их составом не устанавливаются.

Изотропные минералы Pd–Pt–Bi–Te группы (майченерит, инсизваит и теларгпалит), несмотря на сходство кривых отражательной способности и близость цветовых характеристик (фиг. 5), различаются легче. По сравнению с майченеритом инсизваит характери-

---

[1] Штумпфль (Stumpfl, 1961) обнаружил минерал Pt(Sb, Bi). Свойства его остались не охарактеризованными (висмута 15,3%, сурьмы 26,4%).

[2] По данным В.А.Коваленкера.

[3] По Кабри (Cabri, 1972).

Таблица 6

Дисперсия отражательной способности и твердость природных фаз состава Pb, Pt, Bi, Te по данным автора и других исследователей

Обр.	Формула, минерал; исследователь	Отражательная способность 460	Отражательная способность 520 (540)	Отражательная способность 580	Отражательная способность 660	Твердость мин.	Твердость макс.	Твердость средняя
1к	$(Pd, Ag)_4Te$; В.А. Коваленкер	45,3	49,1	51,7	55,6	46	84	62
2к	$(Pd, Ag)_3(Ag, Pb)(Te, Se)$; В.А. Коваленкер	38,2* / 42,3	41,1 / 44,4	44,4 / 44,7	46,0 / 45,0	–	–	151
33	Pd_2Bi; автор	44	50	58,5	61	272	284	278
34	$Pd(Bi, Te)$; автор	47,5	53	58	62	266	290	278
	Минерал типа котульскита:							
35	$Pd(Bi, Te)$	50	56	60	64,5	–	–	260
36	$Pd(Bi, Te, Pb)$	48	54	59	60	–	–	194
37	$Pd(Bi, Pb, Te)$	46	51	56	59	–	–	207
38	$(Pd, Pt)(Bi, Te)$	50	55	59,5	64,5	322	343	335
55	$Pd(Te_{0,69}Bi_{0,39})$, котульскит; Kingston, 1966)	55,1 / 57,3	60,9 / 64,4	63,3 / 65,6	65,2 / 67,9	–	–	236
2	$Pd_{0,93-1,01}(Te_{0,56-0,71}Bi_{0,25-0,40})$, котульскит; Коваленкер	55	61,7	65,9	69,8	214	405	274
39	$Pt(Bi, Te)_2$, мончеит; автор	52 / 54	–	53,5 / 56,5	54 / 57	117	185	149
2м	$(Pt, Pd)(Te, Bi)_2$, мончеит; Генкин и др., 1963, 1972	51,6 / 55,7	52,5 / 57,7	53,7 / 59,2	54,1 / 60,3	–	–	–
30	$Pt_{0,98}(Te_{1,96}Bi_{0,04})_2$, мончеит; А.Д.Генкин, 1972	50,5 / 55,7	52,2 / 57,5	53,5 / 58,2	54,1 / 58,0	–	–	–
42	$Pt(Bi, Te)_2$, майченерит; автор	54	54	53,5 / 55,8	57 / 57,4	268	278	270
40	Майченерит; Генкин и др., 1972	57,4	56,4	54,3	54,7	304	324	316
10	PdTeBi, майченерит; Cabri, 1972	58,2	(55,2)	60,6	61,7	488	540	519
12	$Pt_{1,00}Bi_{1,35}Sb_{0,57}$, инсизваит; Cabri, 1972	61,1	(60,0)	56,8 / 60,4	56,5 / 60,2	–	–	83
11	$PdBi_2$, фрудит; Cabri, 1972	57,7 / 61,3	57,2 / 60,3	51	53	105	125	115
41	$PdBi_{2,7}$, фрудит; автор	46	–					

*Числитель – R_p, знаменатель – R_g.

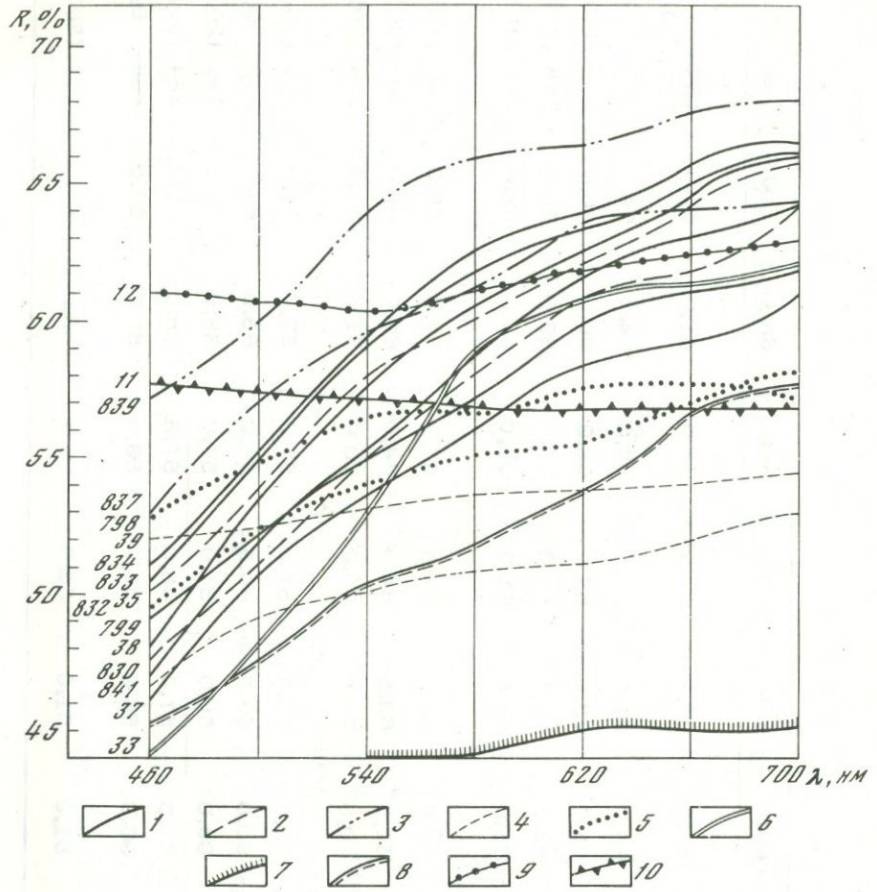
Таблица 7

Отражательная способность и твердость искусственных фаз системы Pd–Pt–Te–Bi

Обр.	Формула	440	460	480	500	520	540	560	580
	Котульскит								
229	$Pd_{0,78}(Te_{0,79}Bi_{0,21})$	42,0	45,0	49,0	51,0	54,0	56,5	57,5	60,0
830	$Pd_{0,86}(Te_{0,84}Bi_{0,16})$	43,5	47,0	50,0	52,0	53,5	55,0	57,0	59,0
833	$Pd_{0,75}(Te_{0,89}Bi_{0,11})$	45,5	50,5	52,0	55,0	57,0	59,5	60,5	63,0
831	$Pd_{0,77}(Te_{0,72}Bi_{0,28})$	40,0	42,0	44,5	45,0	47,0	49,0	49,0	50,0
799	$Pd_{0,76}(Te_{0,81}Bi_{0,19})$	44,0	49,0	50,0	52,0	54,0	55,0	56,0	57,0
	Меренскит								
839	$PdTe_{2,4}$	53,5	57,0	58,0	60,0	62,0	64,0	64,0	66,0
837	$Pd(Te_{0,99}Bi_{0,01})_{3,1}$	51,0	53,0	55,0	57,0	58,5	59,5	60,0	61,0
838а	$Pd(Te_{0,90}Bi_{0,10})_{2,5}$	53,5	57,5	61,0	63,5	66,5	68,0	68,0	69,5
	Майченерит								
832	$Pd(Te_{0,52}Bi_{0,48})_2$	46,0	49,5	51,0	52,0	52,5	54,0	54,0	55,0
835	$Pd(Te_{0,58}Bi_{0,48})_2$	54,0	55,0	54,0	55,5	56,5	57,5	57,5	59,0
836б	$Pd(Te_{0,57}Bi_{0,43})_2$	48,0	50,5	52,0	53,0	54,0	54,0	54,0	55,0
798	$Pd(Te_{0,58}Bi_{0,42})_2$	48,0	53,0	55,0	54,5	55,0	56,5	57,5	56,5
838б	$Pd_{0,82}(Te_{0,63}Bi_{0,37})_2$	45,0	50,5	52,0	53,0	54,5	54,5	54,5	55,0
	Мончеит								
841	$Pt(Te_{0,86}Bi_{0,14})_{1,5}$	44,0	46,5	47,5	49,0	50,0	50,0	50,0	51,0

Таблица 7 (окончание)

Обр.	Формула	600	620	640	660	680	700	H, кг/мм^2 (P)
	Котульскит							
229	$Pd_{0,78}(Te_{0,79}Bi_{0,21})$	61,0	65,0	67,5	68,0	68,0	67,0	184–201 (20)
830	$Pd_{0,86}(Te_{0,84}Bi_{0,16})$	60,0	61,0	62,0	63,0	64,0	64,0	210 (20)
833	$Pd_{0,75}(Te_{0,89}Bi_{0,11})$	63,0	63,0	64,5	65,0	66,0	66,0	234 (20)
831	$Pd_{0,77}(Te_{0,72}Bi_{0,28})$	52,0	53,5	55,0	55,0	55,0	56,0	258 (30)
799	$Pd_{0,76}(Te_{0,81}Bi_{0,19})$	58,0	60,5	61,0	61,0	62,0	62,0	268 (20)
	Меренскит							
839	$PdTe_{2,4}$	66,0	66,0	67,5	67,5	68,0	68,0	128 (15)
837	$Pd(Te_{0,99}Bi_{0,01})_{3,1}$	61,5	63,5	64,0	64,0	63,0	64,0	99 (30)
838а	$Pd(Te_{0,90}Bi_{0,10})_{2,5}$	70,0	70,0	70,0	70,0	71,0	71,0	104 (20)
	Майченерит							
832	$Pd(Te_{0,52}Bi_{0,48})_2$	55,0	55,5	57,0	57,0	57,0	58,0	228 (15)
835	$Pd(Te_{0,58}Bi_{0,48})_2$	60,0	63,5	64,5	64,0	63,0	63,0	272 (30)
836б	$Pd(Te_{0,57}Bi_{0,43})_2$	56,0	56,0	57,0	57,0	58,0	58,0	242 (20)
798	$Pd(Te_{0,58}Bi_{0,42})_2$	57,5	57,5	58,0	57,5	58,0	57,0	284 (30)
838б	$Pd_{0,82}(Te_{0,63}Bi_{0,37})_2$	56,0	56,0	56,0	56,0	56,0	56,0	296 (20)
	Мончеит							
841	$Pt(Te_{0,86}Bi_{0,14})_{1,5}$	51,0	51,0	52,0	52,0	53,0	53,0	117 (30)



Фиг. 5. Дисперсия отражательной способности различных минералов системы Pd–Pt–Bi–Te

1 – котульскит, *2* – PdBi, *3* – меренскит, *4* – мончеит, *5* – майченерит, *6* – Pd_2Bi, *7* – Теларгпалит (Коваленкер и др., 1972), *8* – $(Pd, Ag)_3(Ag, Pb)(Te, Se)$ (они же), *9* – инсизваит (Carbi, 1972), *10* – фрудит (он же)

зуется большей абсолютной величиной отражательной способности и твердости, а теларгпалит – существенно более низкими их значениями (табл. 6 и 7). Как и для других висмуто-теллуровых твердых растворов металлов группы платины, общая четкая связь между составом и свойствами минералов майченеритового ряда нами не установлена.

Проведенным исследованием установлены пределы изоморфизма висмута и теллура в минералах платины и плладия и уточнена их номенклатура.

Среди висмуто-теллуридов платины и палладия следует различать:

котульскитовый ряд – $Pb_{1\pm x}(Bi, Te)$ с наиболее совершенным изоморфизмом висмута и теллура и любым соотношением этих элементов, включающий разновидности, содержащие платину, свинец, сурьму, серебро (до несколько ат.%);

минералы с ограниченным изоморфизмом висмута и теллура: а) меренскит – $Pb(Te_{1-x}Bi_x)_{2+y}$, где $x = 0–0,1$; б) майченерит – $(Pb_{1-x}Pt_x)(Te_{1-y}Bi_y)_{2+z}$, где $x = 0–0,25$, $y = 0,35–0,55$, в том числе разновидности, содержащие также никель (до нескольких ат.%); в) мончеит – $Pt(Te_{1-x}Bi_x)_{2+y}$, где $x = 0–0,48$, в том числе разновидности, содержащие палладий.

ЛИТЕРАТУРА

Генкин А.Д. Минералы платиновых металлов и их ассоциации в медно-никелевых рудах Норильского месторождения. "Наука", 1968.

Генкин А.Д., Вяльсов Л.Н., Евстигнеева Т.Л., Марчукова И.Д. О мончеите и майченерите из медно-никелевых руд Октябрьского месторождения. – Зап.Всес.мин. об-ва, 1972, ч. 101, вып. 1.

Генкин А.Д. Журавлев Н.Н., Смирнова Е.М. Новые минералы – мончеит и котульскит и состав майченерита. – Зап.Всес.мин. об-ва, 1963, ч. 92, вып. 1.

Журавлев Н.Н. Рентгенометрическое исследование β -фазы системы висмут-палладий. – Кристаллография, 1958, т. 3, вып. 4.

Нечелюстов Е.Н., Минцер Э.Ф., Попова Н.Н. Висмут в грейзеновых месторождениях. – В кн.: "Форма нахождения и особенности распределения висмута в гидротермальных месторождениях". М., "Наука", 1969.

Синдеева Н.Д. Минералогия, типы месторождений и основные черты геохимии селена и теллура. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Хансен М., Андерко К. Структуры двойных сплавов. Металлургиздат, 1962.

Эллиот О. Двойные сплавы, т. II. "Мир", 1970.

Юшко-Захарова О.Е. Геохимия и минералогия селена и теллура в медно-никелевых месторождениях. М., "Наука", 1964.

Юшко-Захарова О.Е., Авдонин А.С., Быков В.П., Кулагов Э.А., Лебедева С.И., Черняев Л.А., Юркина К.В. О составе платиновых минералов в медно-никелевых рудах Талнахского и Норильского месторождений. – Минералогические исследования, 1972, вып. 2. ИМГРЭ.

Юшко-Захарова О.Е., Быков В.А., Кулагов Э.А., Авдонин А.С., Черняев Л.А., Юркина К.В. Изоморфизм платиновых металлов. – Геохимия, 1970, № 10.

Юшко-Захарова О.Е., Черняев Л.А. Висмутид палладия из мончегорских руд. – ДАН СССР, 1966, 170, № 1.

Яловой А.А., Сидоров Н.С., Рудашевский Н.С., Будько И.А. Баравскит Pd_3SbTe – новый минерал. – Зап. Всес.Мин.об-ва, 1973, ч. 102, вып. 4.

Burr S.V., Peacock M.A. A prelimimary study of the alloys of palladium and bismuth. – University of Toronto studies, Geol. series, 1942, N 47.

Cabri L.I. The mineralogy of the Platinum group Elements. – Min. Sci. and Eg. . July. Dep. of Energ. Min and Ros. Ottawa, Canada, 1972.
Cabri L.I., Harris D.C. The new mineral insizwaite ($PtBi_2$) and new data on niggliite (PtSn). – Min. Mag., 1973, 38, N 3.
Hawley Y.E., Berry Z.G. Michenerite and froodite palladium bismuthide minerals. – The Canadian min., 1958, 6.
Kingston G.A. The occurance of platinum bismuthotel lurides platinum mine in the western Bushveld. – Min. Mag., June, 1966, 35.
Rucklidge I. Electron microprobe investigations of platinum metal minerals from Ontario. – Can. Min., 1969, 9, p. 5.
Thomassen L. Über Kristallstrukturen einiger bihärer verbindungen der Platinmetall. – Z. Physical. Chem. Abt. B., 1929, 2, p. 5/6.
Stumpfl E.F. Some new platinoid – rich minerals, identified with the electron microanalyses. – Min. Mag., 1961, 32.

В. В. Ляхович

ГЕОХИМИЯ МИНЕРАЛОВ - ВОЗМОЖНОСТИ И ЗАДАЧИ

ВВЕДЕНИЕ

В развитии геохимии как науки имелись различные направления, сменявшие друг друга в определенной вполне закономерной последовательности.

Вначале геохимия развивалась как наука, которую называли химией земной коры. Большинство исследований этого периода было направлено на установление содержания главным образом петрогенных элементов в различных типах пород. Блестящим завершением этих работ явилось вычисление соответствующих кларков для земной коры (Clarke, Washington, 1924), затем – для главнейших типов пород. Значения кларков, особенно для редких элементов, позже были уточнены А.П. Виноградовым (1962).

Новое направление было связано с выяснением характера распределения редких и рудных элементов по отдельным слагающим породу минералам. Развитие этого направления (Таусон, 1961 и др.) помогло выявить различную удельную роль породообразующих минералов в связывании редких элементов и выделить среди них минералы-носители и минералы-концентраторы.

Дальнейшее уточнение судьбы редких и рудных элементов в процессе кристаллизации магм различного состава позволило установить, что почти все они, несмотря на весьма незначительное исходное содержание, образуют собственные минералы. Количество последних определяется не только исходным содержанием редких и рудных элементов в магме, но и количеством породообразующих минералов. Рассеяние в кристаллических решетках этих минералов редких элементов препятствует образованию собственных минералов последних. Так возникло направление, изучающее акцессорные ми-

неральі, т.е. тонкие особенности минерального состава пород, а следовательно, и форму нахождения в них редких и рудных элементов (Туровский, 1960; Ляхович, 1967б).

Очень сложное, иногда кажущееся противоречивым поведение редких и рудных элементов в процессах кристаллизации магм зависят от сложной комбинации многих условий, которые могут быть более полно поняты и объяснены при изучении своеобразия состава одноименных минералов в породах различного генезиса и рудоносности, в одноименных минералах различного состава и времени выделения, в минералах не только распространенных, но и редко встречающихся. Для этого надо знать средние содержания редких и рудных элементов в породообразующих и акцессорных минералах, которые, как и кларки, для разных пород могут рассматриваться в качестве своеобразных геохимических реперов, используемых при подобного рода исследованиях.

Без этих данных решение таких сложных и спорных вопросов, как генезис пород или их возможная рудоносность, не может быть объективным и доказательным. В связи с этим родилось четвертое направление в геохимии, которое можно назвать геохимией минералов. На важность этого направления обращали внимание К.А. Власов (1959) и А.В. Сидоренко (1970).

В развитии этого направления весьма велика роль современных методов сепарации и обогащения, которые позволяют наиболее полно извлекать из породы и в дальнейшем концентрировать в достаточно чистом виде минералы, даже незначительно отличающиеся по своим физическим свойствам. Применение этих методов помогает нам глубже познать особенности состава "элементарных частиц" – минералов, слагающих различные горные породы.

Геохимия минералов позволяет решать ряд весьма важных вопросов, на которых целесообразно остановиться, чтобы показать возможности этого нового направления и стоящие перед ним задачи.

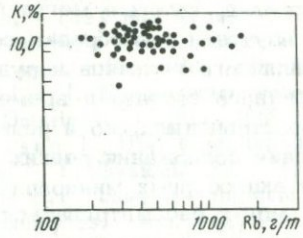
ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ РЕДКИХ И РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В МИНЕРАЛАХ

Большая роль современных лабораторных методов обогащения, характеризующихся большой полнотой извлечения разнообразных, в том числе и редких минералов, заключается, в частности, в уточнении наших представлений о формах нахождения редких и рудных элементов в минералах.

Со всей определенностью выявляются две господствующие формы: изоморфная (рассеянная) и минеральная (концентрированная). Изоморфная форма обусловлена замещением в узлах кристаллической решетки минерала-хозяина одного элемента другим, близким ему по своим геохимическим свойствам, минеральная – наличием мельчайших микровключений собственных минералов редких и рудных элементов. Эти микровключения могут быть чуждыми, захваченными минералом в процессе его роста, или родственными в тех случаях,

когда являются продуктом распада твердого раствора. Кроме того, они могут быть ранними, одновременными или поздними по времени выделения по сравнению с минералом-хозяином.

Выяснение форм нахождения редкого или рудного элемента в минерале весьма важно, так как именно они могут указывать на



Фиг. 1. Зависимость между содержанием в калиевом полевом шпате K и Rb. Граниты Австралии (Rhodes, 1969)

особенность формирования породы или на ее возможную рудоносность. Установить вероятную форму нахождения интересующего элемента можно несколькими способами.

Изоморфная форма. Присутствие постороннего элемента в минерале обычно объясняется как результат замещения ионов в кристаллической решетке минерала-хозяина. Так возникли различные схемы изо- и гетеровалентных замещений, а также представление о неодинаковой изоморфной емкости различных минералов.

Особое место среди факторов, определяющих присутствие редкого элемента в минерале, принадлежит доменному изоморфизму, под которым, согласно Н.В. Белову (1966), подразумевается замещение отдельных блоков основного минерала блоками другого минерала с такой же анионной упаковкой. В этом случае не наблюдается обратная зависимость между содержаниями замещающего и замещаемого элементов, столь характерная при ионном изоморфизме. Вероятный пример подобного изоморфизма - калиевые полевые шпаты гранитов Австралии, в которых не прослеживается обратная зависимость между содержанием рубидия и калия (фиг. 1).

Минеральная форма. Количество, характер и состав кристаллических мировключений в минералах весьма разнообразны. В касситеритах, обычно характеризующихся высокими содержаниями тантала и вольфрама, эти включения представлены минералами сходной структуры - тапиолитом, рутилом, вольфрамитом и др. (Доломанова и др., 1969). Установлено также, что в касситеритах из гранитных пегматитов Центрального Кавказа тантал и ниобий не являются изоморфными примесями, а целиком входят в состав колумбит-танталита и тапиолита, присутствующих в касситерите в виде самостоятельных фаз (Барсанов, Кузнецов, 1971). Сфалерит с высоким содержанием олова содержит тонкодисперсные включения станнина, образующего сложные срастания со сфалеритом, напоминающие структуры распада твердого раствора (Добровольская, Боярская, 1968).

До последнего времени не вполне ясен был вопрос о форме нахождения золота в сульфидах. Использование электронного микрос-

копа и электронного микрозонда позволило установить, что золото в сульфидах представлено тонкодисперсными частицами и выделениями в трещинах (Петровская, Фролова, 1969).

По данным микрозондирования, в биотите ртуть находится в виде микровключений сульфидов. Цинк и железо не только входят в решетку биотита в виде изоморфной примеси, но частично находятся и в сульфидной форме (Озерова и др., 1971).

Однако присутствие редкого элемента в минерале не обязательно связано с его вхождением в узлы кристаллической решетки или присутствием микровключений собственных минералов. Оно может быть обусловлено дефектами структуры минерала. Например, элементы, наличие которых устанавливается в минерале с помощью электронного парамагнитного резонанса, могут занимать незакономерные позиции, и их не следует рассматривать как изоморфные. Так, трехвалентный титан, придающий кварцу розовый оттенок, находится в нарушенных октаэдрических промежутках кристаллической решетки кварца (Lehmann, 1969). В дефектах кристаллических структур минералов рассеяна в молекулярной форме и часть определяемого в них урана. В молибдените, кроме дислокаций, содержатся объемные неоднородности типа крупных линзовидных пор (Дриц, Дмитрик, 1971), которые, по-видимому, могут заполняться атомами или молекулами халькофильных элементов или их соединений. Кроме того, в минералах часто присутствуют самые разнообразные газово-жидкие микровключения, которые могут быть с успехом использованы при различных петрологических или металлогенических построениях.

Изучая газово-жидкие включения в минералах, М.М. Сливко (1969) установил, что в турмалине из мусковитовых пегматитов они насыщены двуокисью углерода, в то время как газово-жидкие включения в турмалинах редкометальных пегматитов содержат ее меньше, но больше фтора и хлора. По данным М.Г. Руб (1971), в газово-жидких включениях кварца оловоносных гранитоидов содержится 0,50-0,54%, фтора - значительно больше, чем в газово-жидких включениях кварца нерудоносных гранитов. Поэтому судить о реальности изоморфных замещений или о величине изоморфной емкости можно только после удаления мировключений, когда большие содержания сопровождаются одновременным увеличением или искажением размеров элементарной ячейки минерала или изменением других его физических свойств.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ФОРМ НАХОЖДЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ

При выяснении генезиса породы или при оценке ее возможной рудоносности в последнее время пытаются использовать те или иные особенности содержания редких или рудных элементов, главным образом в породообразующих минералах. Однако при этом очень редко учитывается то большое влияние на величину содержаний, кото-

рое оказывают неизоморфные формы, в частности часто присутствующие в минералах мировключения. Форма нахождения редкого элемента в минерале может быть установлена разными методами.

Сопряженность изменения содержания. О реальности изоморфных замещений можно судить по сопряженному изменению содержаний того или иного элемента в минерале с другим определенным элементом. Например, принимая схему гетеровалентного замещения кальция р.з.э. (редкоземельными элементами) в сфене, как $Ca^{2+} \leftarrow La^{3+}$ и сопутствующего ему замещения $Ti^{4+} \leftarrow (Fe, Al)^{3+}$, мы убеждаемся, что по мере возрастания количества р.з.э. в сфене в нем возрастает и количество железа (Панов, Тарновская, 1973).

Биотит из слюдитов, развитых в экзоконтактах редкометальных пегматитовых тел, содержит до 10,5% цезия. Однако это не результат микровключений поллуцита, так как с помощью электронного микроанализатора было выяснено, что в пластинках биотита цезий распределен равномерно и, кроме того, между содержанием цезия и калия наблюдается обратная зависимость, подтверждающая изоморфную форму нахождения цезия в биотите (Гинзбург и др., 1972).

Колебательная спектроскопия. Наличие изморфных замещений может быть установлено также по изменению в спектрах числа полос, их положения, интенсивности и контура (Алехина и др., 1973).

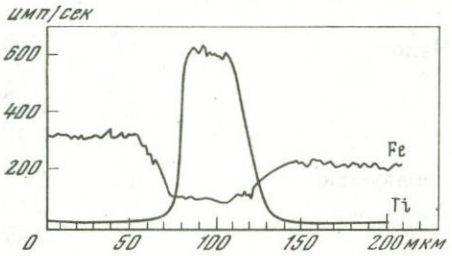
Гамма-резонанская спектроскопия. Этот метод позволил установить, что олово в структуре ильваита изоморфно замещает железо в шестерной координации (Мкртчан и др., 1972).

Параметры элементарной ячейки. Факт изоморфных замещений устанавливается и по изменению параметров элементарной ячейки. Так, по мере увеличения концентрации рения в молибдените, параметр его решетки $\overset{\circ}{a}$ остается без изменения, а $\overset{\circ}{c}$ – уменьшается (Фармазян, Хуршудян, 1963). При замещении кальция стронцием параметры элементарной ячейки апатита $\overset{\circ}{a}$ и $\overset{\circ}{c}$ меняются прямолинейно и пропорционально, и кристаллическая решетка минерала не испытывает заметных искажений. В то же время увеличение содержания в апатите р.з.э. ведет к искажению его кристаллической решетки и к увеличению его удельного веса (Денисов и др., 1961). Предпочтительное накопление в сфалерите железа по сравнению с марганцем объясняется тем, что примесь марганца вызывает более значительную деформацию его решетки (Чернышев и др., 1972).

Центрифугирование. Из гранитов различной рудоносности были выделены чистые фракции биотита. Предварительно каждая навеска была разделена на две части: представленную биотитом чистоты 98–99%, выделенным флотацией из биотитового концентрата, и таким же биотитом, но истертым и подвергнутым центрифугированию, что обеспечивало удаление из него минеральных микровключений. Каждая из этих навесок анализировалась на ряд редких и рудных элементов. Полученные результаты представлены в табл. 1. Их анализ позволяет сделать следующие выводы.

В биотитах рудоносных гранитов повышенные содержания соответствующего рудного элемента вызваны, как правило, микровключениями собственных минералов этого элемента, так как содержание его в центрифугированном биотите обычно значительно меньше, чем в нецентрифугированном.

Действительно, после удаления микровключений содержание олова в биотите оловоносных гранитов сокращается в 1,3–1,5 раза,



Фиг. 2. График распределения титана в протолитионите с микровключениями рутила (по М.Г. Руб, 1971)

ниобия в биотите редкометальных гранитов – в 1,2–2,0 раза, тантала – в 1,4–2,7 раза, вольфрама и молибдена в биотите гранитов, с которыми связано вольфрамово-молибденовое оруденение, – в 1,4–4,4 и 1,5–9,0 раза соответственно, в биотите гранитоидов, сопровождающихся медно-молибденовым оруденением, – меди в 1,6–2,3, молибдена в – 2–4 раза. Примерно в 2 раза уменьшается содержание Cu, Co и V в биотите гранитоидов, с которыми связаны железорудные и полиметаллические рудопроявления с медью. Однако для свинца и цинка подобная зависимость выдерживается гораздо реже (табл. 1).

Наиболее вероятное объяснение наблюдающегося уменьшения содержания рудных минералов в биотите – удаление из него при центрифугировании собственных минералов этих элементов, в данном случае касситерита, тантало-ниобатов, вольфрамита, молибденита, халькопирита.

В последние годы одним из признаков рудоносности гранитоидов стали считать повышенные содержания рудных элементов в биотите. Приведенные данные (табл. 1) свидетельствуют о том, что эти повышенные содержания часто обусловлены наличием микровключений рудных минералов. Поскольку в гранитоидах биотит может быть одним из наиболее ранних по времени выделения минералов (Хитаров, 1964), присутствие подобных микровключений свидетельствует о том, что уже на ранних стадиях кристаллизации гранитной магмы редкие и рудные элементы даже при низких исходных содержаниях получали возможность при сочетании ряда благоприятных условий образовывать собственные минералы. Последнее служит надежным признаком проявления рудогенерирующей способности гранитной магмы.

Рентгеноспектральный микроанализ. Неоценимую помощь при выяснении формы нахождения редких элементов имеет изучение минералов под электронным микроскопом и особенно на электрозондовом

Таблица 1

Содержание редких и рудных элементов в биотите рудоносных гранитов, выделенном флотацией (в г/т)

Район, рудный элемент	Способ выделения	Sn	W	Mo	Zn	Nb	Ta	Cu	Pb	Cr	Ni	Co	V
Чукотка, Sn	1*	49,0	6,8	8,0	280	–	–	–	–	–	–	–	–
	2	40,0	4,5	6,0	280	–	–	–	–	–	–	–	–
	1	160,0	1,5	2,0	300	–	–	–	–	–	–	–	–
	2	100,0	0,7	1,0	220	–	–	–	–	–	–	–	–
Забайкалье, Nb–Ta–Sn	1	620,0	7,0	3,0	600	266	70,5	–	–	–	–	–	–
	2	470,0	5,0	2,0	300	224	51,7	–	–	–	–	–	–
	1	750,0	3,0	1,0	520	224	98,4	–	–	–	–	–	–
	2	700,0	1,0	1,0	450	112	36,1	–	–	–	–	–	–
Северный Кавказ, W–Mo	1	64,0	–	1,0	270	–	–	26	26	210	60	46	470
	2	57,0	–	1,0	350	–	–	20	16	160	47	37	340
	1	62,0	–	1,0	290	–	–	200	34	230	75	55	500
	2	52,0	–	1,0	470	–	–	200	27	160	57	40	340
	1	68,3	8,5	22,7	367	–	–	–	–	–	–	–	–
	2	77,5	1,8	2,5	370	–	–	–	–	–	–	–	–
Армения, Cu–Mo	1	15,0	–	2,0	220	–	–	40	13	50	120	70	260
	2	8,0	–	1,0	250	–	–	25	60	33	75	70	160
	1	18,0	–	3,0	260	–	–	120	13	30	90	55	200
	2	11,0	–	0,7	140	–	–	67	35	47	100	70	200
	1	11,0	–	0,7	210	–	–	46	14	28	85	56	210
	2	8,0	–	1,0	200	–	–	20	34	38	75	68	190
Азербайджан, Co–Fe	1	5,0	–	0,7	–	–	–	5	21	8	12	45	140
	2	12,0	–	1,0	–	–	–	5	13	н.о.**	32	35	250
	1	4,0	–	1,0	–	–	–	8	52	10	25	100	300
	2	9,0	–	1,0	–	–	–	30	41	28	30	51	160
Азербайджан, Cu–Pb–Zn	1	17,0	–	1,0	140	–	–	90	15	120	100	74	340
	2	12,0	–	0,7	170	–	–	70	15	80	68	50	200
	1	160,0	–	1,0	180	–	–	110	15	110	100	62	300
	2	11,0	–	1,0	300	–	–	60	100	80	64	62	150

* 1 – до центрифугирования, 2 – после истирания и центрифугирования.

** Не определялось.

Таблица 2

Содержание редких элементов в биотитах оловоносных гранитах Якутии (в г/т)

Местоположение	Sn			Nb			Ta			Li			Cs		
	число анализов	пределы колебаний	среднее содержание	число анализов	пределы колебаний	среднее содержание	число анализов	пределы колебаний	среднее содержание	число анализов	пределы колебаний	среднее содержание	число анализов	пределы колебаний	среднее содержание
I группа	18	26–84	52,0	9	46–91	75,0	9	8,2	8,2	19	400–2400	1429,0	21	10–520	225,0
II группа	9	102–240	140,0	14	147–406	268,0	13	16,4–57,4	34,7	6	3200–4600	3690,0	3	1100–2700	1 633,0
Среднее по району	27	26–240	81,0	23	49–406	192,0	22	8,2–57,4	23,8	25	400–4600	1972,0	24	10–2700	401,0
по СССР	396	–	76,5	326	–	143,6	243	–	15,3	297	–	916,0	159	–	107,0

микроанализаторе. Подобное изучение слюд из гранитов Дальнего Востока показало, что высокое содержание в них Ti, Sn, Nb и Ta вызвано присутствием их собственных минералов. Это подтверждается графиками распределения соответствующих элементов, полученных с помощью микроанализатора (фиг. 2).

В мусковите из грейзенизированных гранитов Забайкалья среднее содержание вольфрама составляет 46 г/т. Однако некоторые мусковиты, особенно из грейзенов, характеризуются аномально высоким его содержанием (100–510 г/т). Оптическими методами в них обнаружены многочисленные микровключения рудных минералов. Согласно данным рентгеноспектрального микроанализа, единичные включения в мусковитах, концентрирующие более 100 г/т вольфрама, представлены вольфрамитом. В остальных образцах большинство включений по составу отвечает ильмениту. Установлена гетерогенность микровключений вольфрамита. В пределах одного включения наблюдаются зоны различных составов, соответствующих вольфрамитам с переменным отношением Mn/Fe, вплоть до ферберита и гюбнерита (Ильин, Иванова, 1972). Не подтвердилось представление об изоморфном замещении в гипсе кальция стронцием, так как с помощью микрозонда установлено, что содержание даже небольших количеств стронция в гипсе связано с наличием в нем включений целестина (Link, Ottemann, 1968).

Электронный микроскоп и электронный микрозонд позволили установить, что в сфалеритах имеются очень тонкие включения других сульфидов, а это существенно меняет представление об изоморфном вхождении железа в сфалериты (Шадлун и др., 1969). Примером может служить и алабандин, обнаруженный в сфалерите из Забайкалья. Очевидно, нельзя весь марганец, содержащийся в

сфалерите, относить к изоморфной примеси, как это делалось ранее (Доломанова и др., 1971).

Статистика. При выяснении причин, приводящих к повышенному содержанию в минералах редких или рудных элементов, большую помощь может оказать анализ характера распределения в них этих элементов. В случае изоморфной формы нахождения обычно фиксируется мономодальное распределение, при наличии микровключений – бимодальное. В качестве иллюстраций можно привести сравнительные данные по составу биотита из оловоносных гранитоидов и среднему составу биотита из гранитоидов СССР.

Прежде всего выясняется, что вычисленные средние содержания рудных и редких элементов в биотите оловоносных гранитоидов всегда оказываются значительно выше их средних содержаний в биотите из гранитоидов СССР (табл. 2). В этом случае, казалось бы, правомерно широко распространенное мнение о том, что биотиты рудоносных гранитов характеризуются повышенным содержанием соответствующих рудных элементов.

Однако при внимательном рассмотрении частных содержаний этих элементов в биотите оказалось, что их легко можно объединить в две группы, в каждую из которых попадают биотиты с близкими содержаниями редких и рудных элементов. Группа, объединяющая биотиты с высоким содержанием указанных элементов, включает меньшее число наблюдений, но именно они вызывают значительное повышение среднего содержания. Без них среднее содержание редких и рудных элементов в биотите оловоносных гранитов оказывается в 2 раза ниже среднего.

Причина, приводящая к появлению двух существенно отличных по своей величине групп содержаний редких элементов в биотите, связана, вероятно, с наличием в нем микровключений собственных ми-

нералов этих элементов. Это предположение подкрепляется особенностями минерального состава гранитоидов рассматриваемого района, которые по сравнению со средним составом обладают повышенным содержанием минералов олова и лития в 100–250 раз и в 15 раз – ниобия и тантала.

Подобные высокие содержания редких элементов не указывают на их изоморфную примесь в биотите, что подтверждается анализом гистограмм. Для последних характерно существование двух максимумов, принадлежащих различным совокупностям. Появление одного из них, объединяющего высокие содержания, по-видимому, обязано микровключениям собственных минералов этих элементов. Для ниобия таким максимумом является содержание 274 г/т, для олова 198,3 г/т, для цезия 2568,5 г/т.

ХАРАКТЕР РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКИХ И РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В МИНЕРАЛАХ

Проведенными в последние годы исследованиями установлено, что особенности распределения редких и рудных элементов в минералах весьма сложны. Это связано не только с формами их нахождения, но и с составом и структурой, неодинаковыми в разных частях кристалла того или иного минерала. Установлено, в частности, что для ряда минералов поглощение микроколичеств примесей по разным кристаллографическим направлениям различно. Весьма отлично содержание редких и рудных элементов в различных зонах кристаллов, имеющих зонарное сложение. Так, в различных зонах пирита содержание меди непостоянно, иногда достигает 10%, в ферриторите различные зоны отличаются по содержанию железа и тория, в хромите-цинка (Чухров, 1971).

Подобная неоднородность устанавливается и для кристаллов, имеющих внешне однородное сложение. Обычно она выражается в заметном изменении состава периферических частей кристалла по сравнению с центральным. Так, при помощи электронного микроанализатора установлена зональность магнетитов из карбонатитов. Она является следствием изменения химизма среды во время кристаллизации магнетита. В большинстве изученных образцов содержание Ti, Mn и Mg в краевых частях зерен меньше, чем в центре. Это указывает на уменьшение концентрации данных элементов в процессе кристаллизации карбонатитовой магмы (Prins, 1972).

В хромитах краевые части зерен часто обогащены железом и обеднены магнием и алюминием по сравнению с внутренними частями (Mihalik, Saager, 1968).

По данным электронного микрозондирования, образцы магнетита из Печенги состоят из четырех зон: ядро титансодержащего магнетита окружено хромитом, затем следует зона титансодержащего хромита, а внешняя зона состоит из чистого хромита (Papadocis,

1972). Этим же методом установлено заметное изменение состава граната от центральных частей кристаллов к периферическим (Dubley, 1969). В центральных частях кристаллов циркона установлено меньшее содержание гафния, чем в периферических (Gulson, 1970). Отдельные зоны роста кристаллов циркона в различной степени обогащены иттрием (Görz, White, 1970).

Подобные наблюдения и их интерпретация могут иметь весьма важное генетическое значение. Например, вопрос о форме вхождения ртути в биотиты является принципиальным, позволяющим делать генетические выводы о наличии или отсутствии магматической специализации гранитоидов Ангренского плато в отношении ртути. Установлено, что в биотите, содержащем 5–12% ртути, она распределена крайне неравномерно: ее содержание максимально у границ выделений, трещинок спайности и микродефектов (Озерова и др., 1971). Полученные данные о неравномерном распределении в биотитах сульфидной ртути дают основание предполагать, что она концентрировалась в биотитах не в магматическую стадию кристаллизации, а в постмагматический период. Интересно отметить, что среди акцессорных минералов гранитоидов, из которых был отобран изученный биотит, встречены киноварь, золото с 0,7% ртути (Хайруллин, 1969), пирит, молибденит и антимонит, что действительно свидетельствует о воздействии на гранитоиды гидротермальных растворов.

Весьма неравномерно распределен церий в монокристалле апатита из радиоактивных скарнов Квебека. Поскольку степень замещения кальция церием – функция содержания церия в растворе, а состав раствора от точки к точке не может сильно меняться, был сделан вывод, что исследованный кристалл апатита не мог расти в свободной среде, со всех сторон питаемой одинаковым раствором. Для того чтобы могло возникнуть такое незакономерное распределение церия, последний должен захватываться в апатит прежде чем диффузионные процессы успевают выровнять концентрацию вокруг всего кристалла. Это возможно в случае образования апатита при перекристаллизации первичной породы, содержащей зерна цериевого минерала, например, ортита (Шоу, Крафт, 1964).

Породообразующие минералы. Определение в породе валового содержания редкого или рудного элемента не дает представления о формах его нахождения. В то же время знать это весьма важно, так как позволяет судить о степени проявления рудогенерирующей способности гранитоидов. Действительно, высокое содержание элемента в породе при преобладании его изоморфной формы нахождения или его преобладающая концентрация в собственных минералах отражают существенно отличные проявления рудогенерирующей способности гранитной магмы: отсутствие ее в первом случае и четко выраженный характер – во втором.

Породообразующие минералы гранитоидов связывают в своих кристаллических решетках до 85–95% редких и рудных элементов от их общего содержания в породе. Поэтому изменения в их со-

Таблица 3

Статические оценки содержания (в г/т) некоторых редких и рудных элементов в минералах гранитоидов

Элемент	Число анализов	Среднее содержание	Оценка среднего при надежности 0,95	Выборочное стандартное отклонение	"Нормативное" содержание*	Теоретический закон распределения
			Роговая обманка			
Mo	14	3,47	1,03	2,45	5,92	–
Sc	16	132,94	20,22	48,07	181,01	–
Li	26	27,59	9,63	28,62	56,21	–
			Биотит			
Nb	329	140,37	13,04	120,72	261,09	–
Ta	107	14,62	4,51	21,80	36,42	Логнормальный
W	73	7,20	2,81	12,28	19,48	–
Mo	137	5,98	1,60	9,58	15,56	–
Sn	235	61,36	9,35	73,13	134,49	–
Zn	115	458,17	46,13	252,42	710,59	–
Sc	72	58,84	9,98	43,22	102,06	–
Be	136	4,69	1,04	4,87	9,56	Логнормальный
Li	288	825,30	101,64	880,08	1 705,38	–
Rb	309	1 002,88	85,42	766,15	1 769,03	–
Cs	165	90,60	14,67	96,20	186,60	–
F	120	11 075,78	2 750,88	12 703,53	23 779,31	Логнормальный
			Плагиоклаз			
W	79	2,14	0,30	1,37	3,51	–
Mo	91	1,97	0,47	2,30	4,27	–
Sn	35	6,43	2,16	6,53		Нормальный
Pb	21	20,23	4,35	10,18		

Be	139	11,74	2,91	4,18	15,92	Логнормальный
Li	35	26,97	8,23	26,26	53,23	"
			Калиевый полевой шпат			
W	99	2,25	0,10	0,53	2,78	–
Mo	144	1,91	0,16	1,02	2,93	–
Sn	36	12,98	5,86	17,94	30,92	–
Pb	103	39,88	3,99	20,67	60,55	Нормальный
Be	161	2,33	0,36	2,34	4,67	–
Li	25	19,84	6,70	19,48	39,32	Логнормальный
Rb	153	550,52	83,79	528,82	1079,34	–
			Мусковит			
W	13	30,76	19,41	87,58	78,34	Логнормальный
Sn	37	330,06	99,62	309,18	639,24	–
Nb	79	158,89	42,37	172,81	331,70	Логнормальный
Ta	77	34,94	10,67	45,13	80,07	"
Be	31	52,79	26,05	97,36	150,15	"
Li	112	2879,84	1308,12	8556,24	11436,08	"
Rb	115	2826,24	625,88	3424,31	6250,63	–
Cs	82	518,67	237,41	1316,78	1835,45	Логнормальный
Tl	18	4,75	0,86	1,87		Нормальный
			Кварц			
W	86	5,34	4,76	22,53	37,87	Логнормальный
Mo	139	2,74	1,58	9,51	12,25	–
Sn	104	16,87	8,27	43,06	59,93	–
Zn	35	22,92	7,55	22,79	45,71	–
Pb	67	9,54	4,63	13,95	23,49	Логнормальный
Cu	82	10,36	3,63	16,79	17,15	"
Be	120	0,74	0,11	0,61	1,35	–
Li	49	11,70	2,61	9,39	21,04	–

* "Нормативное" – наиболее типичное содержание элемента в минерале из определенного типа породы, определяемое величиной $\bar{x} + s$.

держании или составе существенно сказываются на балансе этих элементов, что нередко приводит к появлению собственных минералов редких элементов. Так, содержащие кислый плагиоклаз и практически лишенные биотита лейкократовые граниты обычно содержат много турмалина, берилла, амблигонита, флюорита, касситерита, тантало-ниобатов, т.е. минералов как раз тех элементов, которые обычно рассеиваются в кристаллических решетках более основного плагиоклаза или биотита.

Некоторое представление о средних содержаниях редких и рудных элементов в породообразующих минералах гранитоидов показано в табл. 3. Сразу же отметим, что отличие частного содержания от среднего не обязательно зависит от своеобразия генезиса или особой "специализации" гранитоида. В значительной мере оно может быть обусловлено особенностями состава минерала, его структурным состоянием или степенью измененности.

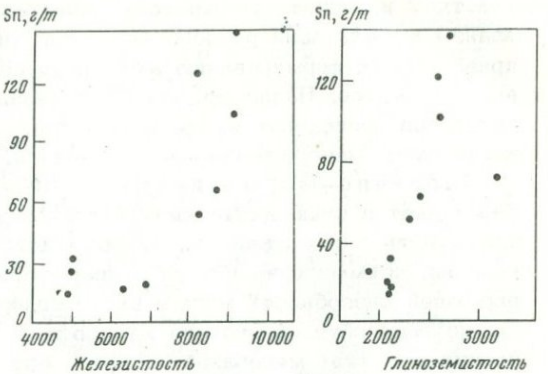
Состав минерала. Подавляющее большинство породообразующих минералов имеет переменный состав, что, несомненно, сказывается и на возможности вхождения в их кристаллические решетки редких и рудных элементов.

Более основные плагиоклазы диоритов, например, содержат меньше бериллия, чем более кислые плагиоклазы лейкократовых гранитов. Это подтверждает ранее установленную зависимость между содержанием в плагиоклазе альбитовой молекулы и бериллия или бериллия и натрия (Недашковский, Погорелова, 1967). То же мож-

Таблица 4

Влияние состава биотита и плагиоклаза на содержание в них вольфрама (Недашковский, Погорелова, 1967)

Исходные данные	Изменчивость состава					
Средняя глиноземистость биотита	–	40,0	33,5	25,5	23,0	20,0
Среднее содержание вольфрама, г/т	–	1,5	2,1	3,1	3,2	2,1
Число проб	–	6	14	29	14	8
Содержание анортита в плагиоклазе, %	10	20	30	40	50	60
Среднее содержание вольфрама, г/т	1,3	2,1	3,3	4,0	5,2	5,8
Число проб	8	23	8	13	8	6



Фиг. 3. Влияние состава биотита на содержание в нем рудных элементов (граниты Северо-Востока СССР; по материалам В.С. Иванова и др., 1970)

но сказать и о Sr, W и Mo, которые в большем количестве встречаются в более основном плагиоклазе из гранитов ранних фаз, что указывает на уменьшение изоморфной емкости плагиоклаза в отношении этих элементов с уменьшением его основности. Концентрация вольфрама в плагиоклазе возрастает в среднем на 1 г/т на каждые 10% анортитового компонента (табл. 4).

Состав биотита также влияет на количество встречающихся в нем изоморфных элементов. Так, на графиках зависимости содержания олова в биотите от его состава видно, что глиноземистость оказывает меньше влияния на содержание олова в биотите, чем его железистость (фиг. 3). Количество вольфрама в биотите прямо пропорционально его глиноземистости и обратно пропорционально щелочности.

Степень упорядоченности. Влияние структурного состояния минерала на его изоморфную емкость изучено недостаточно. По одним данным степень упорядоченности калиевого полевого шпата не оказывает влияния на содержание в нем рубидия (Rhodes, 1969) или рубидия и цезия (Айзенштат и др., 1973). По другим экспериментальным данным (Челищев, Боруцкая, 1972), обменная емкость калиевых полевых шпатов по отношению к рубидию и другим щелочным металлам определяется степенью упорядоченности кремния и алюминия в алюмо-кремнекислородном каркасе. В общем случае концентрация насыщения возрастает с уменьшением степени упорядоченности.

В гранитах Конкудеро-Мамаканского комплекса (Северо-Байкальское нагорье) между степенью триклинности калиевых полевых шпатов и содержанием в них бария наблюдается обратно пропорциональная зависимость. Предполагается, что высокие содержания бария в калиевых полевых шпатах – причина устойчивости их моноклинной модификации (Каширин, 1973).

Степень изменения. В минералах, измененных поздними процессами, содержание большинства редких и рудных элементов обычно уменьшается. Эта особенность состава минералов, как и приуроченность скоплений минералов редких и рудных элементов к

участкам измененных гранитов, послужила основанием считать механизм мобилизации рудного вещества одним из основных факторов, приводящих к формированию вторичных концентраций редких и рудных элементов. Например, при альбитизации и серицитизации плагиоклазов происходит вынос бора и содержание этого элемента в измененном минерале сильно понижается.

Первично-магматическое содержание. Геохимия минералов дает в руки исследователя весьма ценные данные, позволяющие судить о тех отличиях, которые накладывают дифференциация, генезис, асимиляция или различная степень проявления рудогенерирующей способности магмы на то содержание элемента в породе, которое обусловлено его изоморфным рассеянием в кристаллических решетках минералов – породообразующих и акцессорных. Эти данные точнее по сравнению с валовым содержанием элемента в породе, так как не учитывают количество элементов, находящихся в трещинах и капиллярах, а также в виде собственных минералов, и в ряде случаев могут иметь более позднее, не связанное с формированием самой породы происхождение.

Поэтому средние содержания редких и рудных элементов в породообразующих минералах могут рассматриваться как верхние пределы первично-магматических содержаний соответствующих элементов в породе. Более высокие содержания должны указывать на измененность гранита и его импрегнацию соответствующими редкими и рудными элементами.

В гранитоидах, например, судя по содержанию молибдена в мономинеральных фракциях, концентрация этого элемента не может превышать 2 г/т даже для меланократовых разностей, что представляет, очевидно, верхний предел первично магматических содержаний (Косалс, Сухоруков, 1965). В тех случаях, когда содержания оказываются более высокими, граниты затронуты постмагматическими изменениями (Кузьмин, Антипин, 1972).

Кроме того, сопоставление валового содержания редкого или рудного элемента в породе с его общим содержанием в минералах, слагающих данную породу, позволяет установить долю неизоморфной формы этих элементов, играющую первостепенную роль в проявлении рудогенерирующей способности кристаллизующейся магмы.

Парагенетическая ассоциация. Содержание элемента в минерале зависит также от присутствия другого, конкурирующего минерала, в кристаллической решетке которого также может рассеиваться то или иное количество данного элемента. Так, если в биотитовом граните Приморья биотит содержит 27,7 г/т тантала и 388,9 г/т ниобия, то в биотите биотит-роговообманковых гранитов содержание этих элементов уменьшается до 13,8 и 271,0 г/т соответственно (Полевских и др., 1970). В гранитах Японии биотит, ассоциирующий с роговой обманкой, содержит 200–370 г/т цинка, а биотит, не ассоциирующий с другими мафическими минералами, значительно больше – 860 г/т (Kato, 1970).

В биотит-роговообманковых гранодиоритах, где роговая обманка содержит 26 г/т лития, количество его в биотите составляет 250 г/т, а в биотитовых гранитах того же массива – значительно больше, в среднем 620 г/т (Lagache, 1970).

В биотит-роговообманковых гранитах биотит содержит 10–13 г/т скандия, а биотит аплитовидных гранитов, лишенных емкой в отношении скандия роговой обманки, – в 3–4 раза больше – 36–38 г/т (Мельниченко, Могаровский, 1968).

Это сказывается и на балансе содержаний. В гранитоидах многофазного Гиссарского плутона в роговообманково-биотитовых гранодиоритах I фазы на долю биотита приходится 30–45% цинка, а в лишенных роговой обманки гранитах поздних фаз – уже 60–75% от его общего содержания в породе. В гранитах Западного Забайкалья и Приморья наличие роговой обманки, ассоциирующей с биотитом, снижает содержание в последнем олова.

Установлено (Знаменский и др., 1964), что содержание олова в сфене зависит не только от его количества в породе, но и от соотношения сфена и другого концентратора олова – биотита. Особенно высоко содержание молибдена в биотитах из лейкократовых гранитов, практически лишенных сфена (Петрова, 1972) – минерала, емкого в отношении этого элемента.

Сфены в большинстве случаев имеют селективно цериевый состав р.з.э. При этом в сфене из биотитовых гранитов содержание ΣY значительно больше, чем в сфене из диоритов и гранодиоритов. В известной мере это может быть обусловлено наличием в указанных породах ортита, так как для сфена из гибридных гранитов Невады было установлено, что по сравнению с сосуществующим ортитом сфены обогащены более тяжелыми р.з.э. (Lee a.o., 1969).

Сфены из гранитоидов амананского и олекминского комплексов отличаются по составу р.з.э.: первые характеризуются резко селективно цериевым составом, вторые – комплексным составом р.з.э. Подобные отличия в значительной мере вызваны парагенезисом сфена с другими минералами. Обилие в амананских гранитоидах основного плагиоклаза и роговой обманки, в решетках которых рассеиваются тяжелые лантаноиды, способствует накоплению цериевых р.з.э. в сфене. В то же время наличие зерен монацита в гранитах олекминского комплекса, концентрирующего в себе значительную часть цериевых р.з.э., способствует обогащению присутствующего в них сфена тяжелыми лантаноидами (Панов, Тарновская, 1973).

Кроме того, проведенные за последние годы многочисленные исследования по выяснению коэффициентов распределения редких элементов между минералами и стеклом или между сосуществующими минералами изверженных и метаморфических пород позволили выяснить много интересного.

Изучение распределения марганца между сосуществующими биотитом и роговой обманкой изверженных пород показало, что величина коэффициента распределения марганца в глубинных породах указывает на условия, близкие к равновесным, в то время как в эф-

фузивных породах, где быстрое охлаждение препятствовало перераспределению марганца между сосуществующими минералами, величина коэффициента распределения достигает наибольших значений (Greenland a.o., 1968).

Такая характерная величина, как коэффициент накопления, с успехом может быть использована и для суждения о степени проявления рудогенерирующей способности магмы, так как она отражает наиболее важную тенденцию элемента – накапливаться в остаточном расплаве или рассеиваться в кристаллических решетках ранее выделившихся минералов. Так, на примере витроандезитов Тырныауза показано, что при кристаллизации этих пород Ta, Nb, Zr, Sc, Zn, Ba, F рассеивались преимущественно в кристаллических решетках порфировых вкрапленников, что вызывало обеднение ими остаточного расплава, дающего при остывании стекло. Последнее значительно обогащено по сравнению с породой в целом Cs, Mo, Sn, W. В отношении этих элементов рудогенерирующая способность магмы проявилась наиболее полно, так как в стекле встречаются и собственные минералы этих элементов – касситерит, молибденит, сподумен (Ляхович, 1972б).

Следовательно, высокие значения коэффициентов накопления могут рассматриваться как благоприятный признак, подтверждающий наряду с другими данными накопление рудных и редких элементов к поздним этапам формирования породы.

Рациональная номенклатура. Знание средних содержаний редких элементов в породообразующих минералах делает возможным использование специальной терминологии, учитывающей особенности состава слагающих изверженную породу минералов и облегчающей выделение среди них различных геохимических типов. В последующем эти данные могли бы лечь в основу минералого-геохимической классификации отдельных групп изверженных пород.

Подобная номенклатура имеет первостепенное значение при оценке потенциальной рудоносности изверженных пород и, кроме того, позволяет более обоснованно выделять породы, в частности – гранитоиды, калиевые полевые шпаты которых значительно обогащены рубидием или цезием, биотиты – литием или танталом, роговые обманки – индием или скандием и т.п. Такие граниты могут рассматриваться уже не только как сырье для стекольной (кварц), керамической (калиевый полевой шпат) или электронной (слюда) промышленности, но и как реальный источник редких элементов.

Коэффициенты концентрации редких и рудных элементов в породообразующих минералах гранитоидов (Ляхович, 1972б), свидетельствуют об их преобладающем накоплении в одном или двух минералах. Последние следует рассматривать как минералы-индикаторы на соответствующие элементы: роговую обманку – на Sc, In, Y, биотит – на Sn, Li, Rb, Nb, Mo, W, плагиоклаз – на Sr, U и Be, калиевый полевой шпат – на Pb, Rb и т.д.

Средние содержания редких и рудных элементов в подобных минералах-индикаторах можно использовать как эталон при выявлении геохимических особенностей изучаемых гранитов.

Для суждения об их возможной рудоносности или промышленной ценности гранита как возможного источника редких элементов необходимо знать величину $(\bar{x}+s)$[1], которая учитывает дисперсию содержаний элемента в минерале и охватывает 84% возможных значений, в то время как содержания больше этой величины будут составлять только 16% от общего числа наблюдений. В последнем случае можно говорить о необычно высоком содержании элемента в минерале, что отражает возникшую по тем или иным причинам концентрацию данного элемента в среде минералообразования. Поэтому применять к какой-либо разновидности гранитоида специальное прилагательное, например, скандиевый, бериллиевый, цезиевый и так далее, можно лишь в том случае, когда содержание одного из этих элементов в главном минерале-носителе превысит величину $(\bar{x}+s)$, которую предлагается именовать "нормативным" содержанием, т.е. наиболее типичным. Примеры подобных содержаний приведены в табл. 3.

Использование "нормативных" содержаний представляет возможность более тонкого сравнения ряда внешне сходных гранитов, обычно характеризуемых как биотитовые, микроклиновые и т.п.

Приведем примеры обогащения породообразующих минералов гранитоидов редкими элементами.

Цезий. Среди породообразующих минералов в наибольшей степени концентрируется в мусковите. В двуслюдяных гранитах содержание цезия в мусковите иногда в 3,5-4,5 раза превышает его нормативное содержание в этом минерале (табл. 3). Биотит хотя и содержит по сравнению с мусковитом меньше цезия, является его главным минералом-носителем в гранитоидах. В биотите из щелочных и нормальных сиенитов содержание цезия может в 6 раз превышать "нормативное" и достигать в среднем 1142 г/т.

Литий. Содержание лития в породообразующих минералах гранитоидов также может значительно превышать "нормативное" (в мусковите оно равно 11 436 г/т). В светлых слюдах из двуслюдяных гранитов содержание лития может достигать 16 300 г/т и даже 29 400 г/т, что свидетельствует о присутствии в них лепидолита.

В биотите высокое содержание лития встречается реже. Однако иногда оно достигает 5320 г/т, превышая в 3 раза нормативную величину $(\bar{x}+s)$, равную 1705 г/т (табл. 3). Значительно обогащены литием и биотиты из гранитов поздних фаз многофазных интрузивов, в которых его содержание достигает 4262 и 6100 г/т. Высоким содержанием лития (5520 г/т) характеризуются и био-

---

[1] $\bar{x}$ – среднее содержание элемента в минерале, s – стандартное отклонение.

титы из роговиков, вмещающие тела сподуменовых пегматитов (Hess, Stevens, 1937).

Рубидий. В наиболее значительной степени он концентрируется в мусковите, поэтому и "нормативное" содержание в нем этого элемента достигает значительной величины – до 6250 г/т (табл.3). Однако мусковит может содержать и значительно большие количества рубидия. В литиевом мусковите из сиенит-пегматита содержание рубидия достигает 8000 г/т (Ставров, Портнов, 1965), в мусковите из двуслюдяных гранитов Забайкалья – до 8920 и даже до 11 000 г/т, а Сибири – до 13 900–17 620 г/т.

В биотите степень концентрации рубидия и его "нормативные" содержания (1769 г/т) меньше, чем в мусковите. Несмотря на это, значительное обогащение рубидием устанавливается в биотите из гранитоидов поздних фаз многофазных интрузивов, достигая 4152–9300 г/т, что превышает в последнем случае в 5 раз "нормативное" содержание этого элемента в биотите.

В калиевом полевом шпате степень концентрации рубидия и его "нормативное" содержание равно 1079 г/т – в 2 раза меньше, чем в биотите. Однако некоторые разновидности калиевых полевых шпатов содержат рубидий в количестве, представляющем практический интерес.

Нами наиболее высокие содержания рубидия (7140–9340 г/т) отмечены в амазонитах из гранитов Забайкалья. Еще большее содержание рубидия (10 160 г/т) установлено в калиевом полевом шпате из пегматитов Саяна (Учакин, Шиманский, 1968), а В.И.Вернадский (Vernadsky, 1913) описал рубидиевый микроклин из Ильменских гор, содержащий 21 000–28 400 г/т рубидия и указывал на еше более высокое его содержание в ортоклазе из Мурзинки.

Ниобий. Для ниобия "нормативное" содержание в биотите равно 261 г/т (табл. 3). Более высокие его количества установлены в биотите из гранитоидов (от 430 до 910 г/т).

Особенно высокие содержания ниобия, в 10 раз превышающие "нормативные", установлены в биотитах из ниобиеносных гранитов (до 2450 г/т). Не исключено, однако, что такие необычно высокие содержания частично могут быть обязаны микровключениям танталониобатов.

В мусковите содержания ниобия выше, чем в биотите, хотя обычно не превышают 332 г/т (табл. 3). Однако в мусковитах из гранитов Забайкалья содержание ниобия достигает 455 г/т, из гранитов Алтая – 910 г/т, а из щелочных гранитов Памира – 1610 г/т, превышая в последнем случае в 5 раз "нормативное" содержание.

Тантал. Содержание тантала в биотите обычно не более 36 г/т. Однако в гранитах оно достигает 77 г/т, а в биотите из гранитов – 150 г/т.

В мусковите содержание тантала в 2 раза выше, чем в биотите, хотя обычно не превышает 80 г/т. Однако мусковит из дву-

слюдяных гранитов содержит до 120–160 г/т, а из шелочных гранитов – до 146 г/т тантала.

Используя полученные "нормативные" содержания редких элементов в породообразующих минералах, можно выделять разновидности гранитоидов, породообразующие минералы которых содержат повышенные, в ряде случаев промышленно интересные количества этих элементов. Возможность их использования определяется тем, что выделение подобных минералов из дробленых пород при существующих методах сепарации не представляет трудностей. В литературе уже указывалось (Гинзбург, Ставров, 1969), что, например, флотационные слюдяные концентраты можно рассматривать как важный дополнительный источник получения цезия.

В настоящее время гранитоиды сравнительно широко используются в промышленности для получения полевого шпата, слюды и кварца, находящих применение в керамической и стекольной промышленности. В то же время эти минералы постоянно содержат редкие элементы, которые в случае значительной их концентрации могут быть вовлечены в сферу промышленного использования.

Акцессорные минералы. Изучение акцессорных минералов проливает свет на характер поведения редких элементов и форму их нахождения в процессе становления пород различного генезиса и состава. Широкое распространение в изверженных породах минералов редких элементов, выделившихся в собственно магматическую стадию, показывает, что помимо изоморфного рассеяния для редких элементов может быть характерна и другая форма нахождения – форма минеральной концентрации, т.е. нахождение редких элементов в виде рассеянных в породе микроскопических и субмикроскопических минералов.

Кристаллохимический фактор. С позиции геохимии минералов весьма важно выяснение причин, приводящих к появлению акцессорных минералов, бо́льшая часть которых образована элементами с весьма низкими значениями кларков. В связи с этим большой интерес представляет выяснение зависимости, существующей между содержанием рудного элемента в породообразующем минерале-носителе и содержанием собственного (акцессорного) минерала этого элемента в породе.

Например, для амблигонит- и сподуменсодержащих гранитов характерно незначительное количество биотита и меньшее содержание в нем лития по сравнению с биотитом обычных гранитов (Ляхович, 1963). В более основных разностях гранитоидов – граноди-оритах и диоритах, где обилие Са-содержащих породообразующих минералов стимулирует изоморфное рассеяние р.з.э., бо́льшая часть акцессорных минералов (апатит, сфен, эпидот, циркон, флюорит) содержит меньше р.з.э., чем одноименные минералы биотитовых гранитов (Ляхович, Баланова, 1971).

То же самое можно сказать и о содержании р.з.э. в акцессорных минералах из гранитов, богатых монацитом. Последний концентрирует в себе бо́льшую часть р.з.э., в результате чего ос-

Таблица 5

Среднее содержание редких и рудных элементов в главнейших акцессорных минералах гранитоидов (г/т)

Элемент	Пирит	Магнетит	Турмалин	Гранат	Ортит	Циркон	Рутил	Ильменит	Сфен	Эпидот	Апатит	Флюорит	Монацит
Cu	242	76	12	18	22	31	27	36	30	35	27	14	14
Ga	10	21	92	25	12	0,4	–	4	4	11	2	1	16
Ge	–	3	36	10	10	0,4	300	1	2	2	–	1	–
Sc	–	7	35	80	60	143	47	57	10	13	2	5	15
W	–	5	–	60	–	65,6	672	63	35	6	17	–	–
Nb	67	252	30	73	59	239	1872	2081	1924	18	–	9	–
Ta	–	62	2	8	5	40	1500	262	240	–	–	–	–
Mo	28	13	9	7	37	10	183	8	82	2	13	4	–
Sn	8	25	29	24	17	54	605	99	255	30	51	2	2
Zn	275	238	175	188	10	–	40	867	500	8	–	12	32
Pb	28	24	137	–	180	112	–	3	221	32	10	1	228
Sr	–	–	45	424	46	–	84	–	2195	1034	751	300	5

тальные минералы оказываются обедненными ими. Кроме того, граниты, содержащие значительные количества таких резко селективно цериевых минералов, как монацит или ортит, характеризуются повышенным содержанием иттриевых земель в составе сфенов, апатитов и других акцессорных минералов.

Анализ данных по гранитам различных регионов показывает, что в тех случаях, когда количество ниобия и тантала в биотите превышает их средние значения, содержание тантало-ниобитов в граните часто ниже среднего и наоборот (Ляхович, 1970). Эти и ранее опубликованные данные (Ляхович, 1965) дают основание считать, что у элементов, для которых биотит – главный минерал-носитель (Nb, Ta, Sn, Li, Zn), чаще будет наблюдаться обратная зависимость между их содержанием в биотите и количеством собственных минералов этих элементов в граните.

В Саяне (Знаменский и др., 1957) и Новой Мексике (Montgomery, 1950) пегматиты, генетически связанные со сфеносодержащими гранитами, лишены танталовой минерализации вследствие большой изоморфной емкости сфена в отношении данного элемента.

Все это указывает на большую роль кристаллохимического фактора (Власов, 1956) как механизма, способного привести к концентрации редких и рудных элементов в количестве, достаточном не только для образования их собственных минералов, но и скоплений этих минералов, различных по своим масштабам.

Редкие элементы в акцессорных минералах. Сведения о средних содержаниях редких и рудных элементов в акцессорных минералах приведены в табл. 5. Как следует из полученных

данных, различные акцессорные минералы концентрируют в себе редкие и рудные элементы в неодинаковой степени, следовательно, их индикаторная роль различна.

Хорошими индикаторами на вольфрам являются сфен, циркон, ильменит, гранат и особенно рутил, на молибден – сфен, ильменит, ортит, пирит и особенно рутил, на скандий – ортит, гранат, ильменит и особенно циркон (табл. 5).

Эти данные свидетельствуют, что в качестве индикаторов различного оруденения следует использовать только определенные минералы. Не менее важно и то, что высокие содержания рудного элемента в акцессорном минерале еще не характеризуют кристаллизацию последнего из рудоносной магмы, так как они присущи ему в силу особенностей его состава и структуры. Для того чтобы указывать на рудоносность гранитной магмы, эти содержания должны превышать вычисленное среднее.

Акцессорные минералы из гранитоидов различного состава существенно отличаются по содержанию редких и рудных элементов. В лейкократовых гранитоидах эти минералы обычно содержат в 3–5 раз больше Nb, Ta, U, TR, Sc, Be, W, Mo, Sn по сравнению с одноименными минералами более меланократовых гранодиоритов. В последних акцессорные минералы содержат больше таких элементов, как Cr, Ni, Co, Sr, нередко Zr и Th.

К числу важных признаков рудогенерирующей способности гранитоидов относится повышенное содержание в них рудных акцессорных минералов. Оно свидетельствует о благоприятном сочетании ряда факторов, приводящем к значительной концентрации руд-

ных элементов в продуктах поздних этапов кристаллизации интрузивов и, как следствие, образованию ими значительных количеств собственных минералов.

К числу этих же признаков относятся и повышенные содержания рудных элементов в определенных акцессорных минералах, которые, будучи в большей своей массе минералами поздними по времени своего выделения, также отражают в особенностях своего состава тенденцию рудных элементов к накоплению в поздние этапы становления гранитных массивов.

Реальность использования акцессорных минералов как индикаторов возможной рудоносности основана на высокой степени концентрации в них большинства редких и рудных элементов. В акцессорных минералах рудоносных гранитов обычно отмечается повышенное в 3–20 раз и более содержание соответствующего рудного элемента по сравнению с вычисленным средним. Действительно, акцессорные минералы гранитоидов, с которыми связана Ta–Nb минерализация, содержат повышенные количества этих элементов: цирконы – 110–245 г/т тантала и 1260–5470 г/т ниобия, магнетиты соответственно 202 и до 1620, сфены – 450 и 5950, ильмениты – 130–640 и 2870 г/т.

В акцессорных минералах гранитоидов, с которыми связана оловянная минерализация (Приморье, Северо-Восток СССР), олова в 2–13 раз больше по сравнению со средним (в апатите и ильмените – до 100 г/т, в сфере – до 1000–3300 г/т).

Акцессорные минералы гранитоидов, которые сопровождаются W–Mo или Cu–Mo оруденением (Тырныауз, Каджаран), содержат в 2–100 раз больше соответствующих рудных элементов (в г/т): вольфрама в цирконе 300, апатите 1000, сфене 2334–3670, ильмените 90–140, магнетите 52; молибдена в апатите 500, сфене 50–100, ильмените 400, магнетите 30–50; меди в магнетите 90–228.

Во многом аналогичная особенность присуща турмалинам и гранатам из редкометальных пегматитов, где эти минералы характеризуются повышенным содержанием Li, Cs, Y, Ta.

Учитывая позднее время выделения главной массы акцессорных минералов, можно предположить, что подобное обогащение отражает накопление редких и рудных элементов к поздним этапам кристаллизации рудоносных интрузивов, что и представляет их характерную особенность.

Возможность использования акцессорных минералов в качестве индикатора подобного накопления прекрасно подтверждается на примере многофазных интрузивов. Полученные данные свидетельствуют, что в ряде случаев наблюдается значительное, двух–пятикратное обогащение W, Mo, Sn, Y, U, Ta, Nb акцессорных минералов из гранитов поздних интрузивных фаз. Так, например, содержание скандия в флюорите увеличивается с 9 до 46, урана в монаците – с 1600 до 3200, вольфрама в апатите – с 95 до 120 г/т. На эту же тенденцию может указывать и различие в содержании редких

элементов в одноименных акцессорных минералах различных генераций. Например, в неоловоносных гранитах отсутствует тенденция к накоплению олова в поздних продуктах, что, в частности, находит свое отражение в уменьшении содержания олова с 425 до 277 г/т при переходе от сфена ранней к сфену поздней генерации (Петрова, Петров, 1965).

Все это говорит о том, что акцессорные минералы отражают в особенностях своего состава благоприятное влияние процессов дифференциации, если таковое проявляется, на накопление редких элементов к поздним этапам становления гранитных интрузивов. На это же указывает и увеличение содержания большинства редких и рудных элементов в одноименных акцессорных минералах пегматитов.

Среди гранитоидов различного состава наиболее отчетливо рудогенерирующая способность проявлена у лейкократовых гранитоидов, которые выделяются не только повышенным содержанием акцессорных минералов, но и редких элементов в них. Подобные отличия связаны не только с изменением геохимических особенностей разных порций гранитной магмы, отличающихся по своему составу, но и с ограниченными возможностями рудных и редких элементов к рассеянию в кристаллических решетках минералов лейкократовых гранитов. Это свидетельствует также о необходимости сравнивать содержания редких и рудных элементов только в акцессорных минералах, выделенных из гранитоидов сходного петрографического состава.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геохимия минералов – новая отрасль геохимии, развитие которой стало возможным благодаря успехам в разработке лабораторных методов сепарации минералов. Изучая и выявляя особенности содержания редких и рудных элементов в одноименных минералах разного генезиса, состава, времени выделения, степени упорядоченности, степени измененности, исследователь получает на редкость полную информацию о всех тонкостях поведения редкого элемента в длительном и сложном процессе становления массивов изверженных пород или формирования рудных месторождений.

Геохимия минералов позволяет существенно уточнить наши представления об изоморфизме и изоморфной емкости минералов. Применение современных методов исследования все чаще и чаще дает возможность убедиться в этом. Действительно, те содержания редких и рудных элементов, которые мы определяем в минералах и которые обычно трактуются как результат изоморфных замещений в узлах кристаллической решетки этих минералов, на самом деле могут быть обусловлены совершенно иными причинами: микровключениями, молекулярным рассеянием в дефектах структуры и на плоскостях роста кристалла, замещением отдельных блоков в его

структуре и т.п. Поэтому для их объяснения одних традиционных схем изоморфизма явно не достаточно.

Электронный микроскоп и микрозонд, парамагнитный резонанс и колебательная спектроскопия, законы распределения и корреляционные связи – вот далеко не полный перечень тех новых методов и приемов, которые позволяют уточнить форму нахождения редких и рудных элементов в минералах.

ЛИТЕРАТУРА

Айзенштат В.И., Далимов Т.Н., Азимов П.Т., Карасева Т.А. Калинатровые полевые шпаты гранитоидных комплексов Узбекистана. – Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва, вып. 26. Ташкент, Изд-во ФАН, 1973.

Алехина Л.Г., Ахманова М.В., Грибов Л.А., Кондратов О.И., Тобелко К.И. Об исследовании изоморфизма методом колебательной спектроскопии на примере циркона. – Геохимия, 1973, № 1.

Барсанов Г.П., Кузнецов К.М. Особенности касситерита из гранитных пегматитов Центрального Кавказа. – Труды Мин. музея АН СССР, 1971, вып. 20.

Белов Н.В. Новые представления об изоморфных замещениях. Тезисы докл. Межд. кристаллогр. конгр. Изд-во АН СССР, 1966.

Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. – Геохимия, 1962, № 7.

Власов К.А. Эманационный процесс и кристаллизационная дифференциация как ведущие факторы образования ряда месторождений редких элементов. – В кн.: "Вопросы геохимии и минералогии". Изд-во АН СССР, 1956.

Власов К.А. Редкие элементы в земной коре, закономерности размещения и образования их месторождений. Вопросы советской науки. Изд-во АН СССР, 1959.

Гинзбург А.И., Луговской Г.П., Рябенко В.Е. Цезиевые слюдиты – новый тип оруденения. – Разведка и охрана недр, 1972, № 8.

Гинзбург А.И., Ставров О.Д. К геохимии цезия. – Геохимия, 1969, № 4.

Денисов А.П., Дудкин О.Б., Елина Н.А., Кравченко – Брежной Р.А., Полежаева Л.И. О зависимости физических свойств апатита от примеси редких земель и стронция. – Геохимия, 1961, № 8.

Добровольская М.Г., Боярская Р.В. Сфалерит с высоким содержанием олова в рудах Благодатского месторождения (Восточное Забайкалье). – Геология рудных месторожд., 1968, 10, № 6.

Доломанова Е.И., Боярская Р.В., Вяльсов Л.Н., Дмитриева М.Т., Лапутина И.П. Неоднородность сфалерита из оловорудных месторождений Забайкалья. – В кн.: "Вопросы однородности и неоднородности минералов". "Наука", 1971.

Доломанова Е.И., Боярская Р.В., Ракчеев А.Д., Яковлевская Т.А. Касситерит и его типоморфные особенности. – Сб. "Типоморфизм минералов". "Наука", 1969.

Дриц В.А., Дмитрик А.Л. Наблюдение дислокаций в молибдените. – В кн.: "Вопросы однородности и неоднородности минералов". "Наука", 1971.

Знаменский Е.Б., Пополитов Е.И., Легейдо В.А. К геохимии олова в гранитоидах. – Сб. "Геохимия редких элементов в изверженных горных породах". "Наука", 1964.

Знаменский Е.Б., Родионова Л.М., Кахана М.Н. О распределении ниобия и тантала в гранитах. – Геохимия, 1957, № 3.
Ильин Н.П., Иванова Г.Ф. Рентгеноспектральный микроанализ мусковитов из вольфрамоворудных зон. – Геохимия, 1972, № 3.
Каширин Н.Ф. Распределение стронция и бария в кислых и щелочных породах Конкудеро–Мамаканского комплекса (Северо–Байкальское нагорье). – Сб. "Стронций и барий в эндогенных образованиях". "Наука". 1973.
Козлов В.Д., Рощупкина О.С. Распределение молибдена в палеозойских гранитоидах Ундино–Газимурского района (Восточное Забайкалье). – Геохимия, 1965, № 12.
Косалс Я.А., Сухоруков Ф.В. Распределение бериллия, бора, лития и фтора в некоторых гранитных массивах Горного Алтая. – Сб. "Геология и геохимия рудных месторождений Сибири". Новосибирск, "Наука", 1965.
Кузьмин М.И., Антипин В.С. Геохимическая характеристика мезозойских гранитоидов Восточного Забайкалья. – В кн.: "Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири", "Наука", 1972.
Ляхович В.В. Петрографо–минералогические особенности амблигонит– и сподуменсодержащих гранитов. Изв. АН СССР, Геол., 1963, № 3.
Ляхович В.В. О зависимости содержания акцессорных минералов в гранитоидах от состава биотита. – Геология и геофизика, 1965, № 8.
Ляхович В.В. Особенности распределения редкоземельных элементов по акцессорным минералам гранитов. – Геохимия, 1967а, № 7.
Ляхович В.В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. "Наука", 1967б.
Ляхович В.В. Средние содержания Nb и Ta в биотитах гранитоидов. – Геохимия, 1970, № 10.
Ляхович В.В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. "Недра", 1972а.
Ляхович В.В. Распределение редких элементов между порфировыми вкрапленниками и стекловатой основной массой витроандезита. – Геохимия, 1972б, № 10.
Ляхович В.В., Баланова Т.Т. О средних содержаниях и составе редкоземельных элементов в акцессорных минералах гранитоидов. – Геохимия, 1971, № 2.
Мельниченко А.К., Могаровский В.В. Скандий в породообразующих минералах гранитоидов Южного Гиссара (Таджикистан). – Геохимия, 1968, № 1.
Мкртчан В.М., Мозгова Н.Н., Мкртчан А.Р. Об олове в ильмените по мессабауэровским данным. – Геохимия, 1972, № 11.
Недашковский П.Г., Погорелова М.Г. Закономерности распределения акцессорного бериллия в гранитоидах Дальнего Востока. – Сб. "Магматические и метаморфические комплексы Дальнего Востока СССР". Хабаровск, 1967.
Озерова Н.А., Лапутина И.П., Айдиньян Н.Х. О неоднородности распределения ртути в биотитах гранитоидов Кураминского хребта. – В кн.: "Вопросы однородности и неоднородности минералов". "Наука", 1971.
Панов Е.Н., Тарновская А.Н. Редкоземельные элементы в акцессорном сфене гранитоидов Северо–Восточного Забайкалья. – Геохимия, 1973, № 1.
Петрова З.И. Петролого–геохимическая характеристика Джидинского интрузивного комплекса. – В кн.: "Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири". СО АН СССР. Ин–т геохимии. "Наука", 1972.

Петрова З.И., Петров Л.Л. Бериллий в минералах гранитоидов. – Геохимия, 1965, № 5.

Петровская Н.В., Фролова К.Е. Опыт сравнительного исследования морфологии тонкодисперсного золота и микрорельефа поверхности золотых выделений (по данным электронной микроскопии). – Сб. "Типоморфизм минералов". "Наука", 1969.

Полевских Р.И., Славкина С.П., Филиппова Т.Г. Закономерности распределения ниобия и тантала в изверженных и постмагматических образованиях Юго-Западного Приморья. – Сб. "Вопросы геологии, геохимии и металлогении Сев.-Зап. сектора Тихоокеанского пояса". Владивосток, 1970.

Руб М.Г. Значение газовой фазы при формировании рудоносных магматических комплексов. – Межд. геохим. конгр. Тезисы докладов. М., 1971.

Сидоренко А.В. Некоторые вопросы развития петрографии. – Изв. АН СССР, Геол., 1970, № 4.

Сливко М.М. Жидкие углекисло-водные включения в турмалинах из пегматитов Мамского района. – Мин. сб. Львовск. ун-та, 1969, № 23, вып. 3.

Ставров О.Д., Портнов А.М. К геохимии цезия в щелочных породах. – Геохимия, 1965, № 3.

Таусон Л.В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд-во АН СССР, 1961.

Туровский С.З. О методике и значении изучения акцессорных минералов и химических элементов изверженных горных пород. Фрунзе. Изд-во АН Кирг.ССР, 1960.

Учакин Ю.М., Шиманский А.А. Некоторые геохимические особенности поведения K и Na в пегматитах Саяна. – Материалы по геологии и геофизике Сибирской платформы, вып. 1. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1968.

Фармазян А.С., Хуршудян Э.Х. К вопросу об изоморфизме между молибденом и рением в молибденитах. – ДАН СССР, 1963, № 4.

Хайруллин В.Г. К вопросу о специализации гранитоидов на ртуть (на примере монцонитоидной гранодиорит-адамелитовой формации – C_2–C_3 Кураминского хребта). Материалы IV Всес. петрогр. совещ. Изд-во АН Азерб.ССР. Баку, 1969.

Хитаров Н.И. Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальное исследование). – Геохимия, 1964, № 3.

Челищев Н.Ф., Боруцкая В.Л. О зависимости обменной емкости от степени упорядоченности калиевых полевых шпатов в надкритических условиях. – Геохимия, 1972, № 3.

Чернышев Л.В., Пастушкова Т.И., Шнейдер А.Г. Экспериментальное исследование распределения марганца и железа между сфалеритом и вольфрамитом. – Ежегодн. Ин-та геохимии. СО АН СССР. Новосибирск. "Наука", 1972.

Чухров Ф.В. Проблема однородности и неоднородности минералов. – В кн.: "Вопросы однородности и неоднородности минералов". "Наука", 1971.

Шадлун Т.Н., Боярская Р.В., Лидер В.В., Брохова Л.М. О некоторых характерных частях сфалеритов по данным электронной микроскопии и локального рентгеновского микроанализа. – Сб. "Типоморфизм минералов". "Наука", 1969.

Шоу Д.М., Крафт К.Ф. Гомогенность и случайные результаты в геохимии. – Сб. "Химия земной коры", т. 2. "Наука", 1964.

Clarke R., Washington H. The composition of the earth's crust U.S.geol. surv. – Prof. Paper., 1924, v. 127.

Dubley P.P. Electron microprobe analyses of garnet in glaucophane schists and associated eclogites. – Amer. Mineralogist, 1969, 38, N 11–12.
Görz H., White E. Minor and trase elements in Hf-soluble Hf-zirkons. – Contib. Mineral. Petrol., 1970, 29, N 2.
Greenland P., Gottfried D., Tilling K. Distribution of manganese between coexisting biotite and hornblende in plutonic rocks. – Geochim. et. cosmochim. acta, 1968, 32, N 11.
Gulson B.L. Electron microprobe determination of Zr/Hf rations in zircon from the Yeoval Diorite Complex. – N.S.W., Australia. – Lithos., 1970, 3, N 7.
Hess F., Stevens R. A rare-alkali biotite from Kings Mountain. North Carolina. – Amer. Mineralogist, 1937, N 22.
Kato Yuzo. Zn contents in granitic rocks. & J. Jap. Assoc. Miner., Petrol. and Econ. Geol., 1970, 63, N 2.
Lagache M. Le lithium dans les granites et granodiorites du Sud de la Corse. – Cr. Acad. Sci., Ser. D., 1970, 270, N 13.
Lee D.E., Mays R.E., van Loenen R.E., Rose H.T., Jr. Accessory sphene from hybrid rocks of the Mount Wheeler mine area, Nevada. – Geol.Surv. Profess. Pap., 1969, N 650-B.
Lehmann G. Zur Farbe von Rosenguarz. – N. Jb. Mineral. Monatsh., 1969, H.5.
Link G., Ottemann J. Zur Frage des Einbaues von Strontium in Gips. – Jb. Geol. Laandesamt Baden-Würtemberg, 1968, Bd. 10.
Mihalik P., Saager R. Chromite grains showing altered borders from the basal reef, Witwatersrand system. – Amer. Mineralogist, 1968, 53, N 9–10.
Montgomery A. Geochemistry of tantalum in the Harding pegmatite, Taoc Country, New Mexico. – Amer. Mineralogist, 1950, 35, N 9–10.
Papadocis A. Eine bemerkenswerte Titanmagnetit – Chromit – Zonierung von Petsamo. – Neues Jahrb. Miner. Monatsch., 1972, N 7.
Prins P. Composition of magnetite from carbonatites. – Lithos., 1972, 5, N 3.
Rhodes J. On the chemistry of potassium feldspats in granitic rocks. – Chem. Geol., 1969, 4, N 3–4.
Vernadsky W. Sur le microcline a rubidium. – Bull. Soc. Franc. de Mineral, 1913, N 36.

Д. П. Серюченко

О ХИМИЧЕСКОЙ КОНСТИТУЦИИ ТУРМАЛИНОВ

ВВЕДЕНИЕ

Еще до разработок рентгеноструктурными методами модели внутреннего строения турмалина были получены на основе систематизации и обобщения многочисленных химических анализов хорошо им соответствующие и закономерные эмпирические формулы почти всех его разновидностей, показывающие количественные соотношения и до некоторой степени даже наиболее вероятные группировки слагающих турмалин химических элементов. Так, В. Кунитц (Kunitz, 1929), Ф. Махачки (Machatschki, 1929), а следуя им и А.Н. Винчелл (Winchell, 1933) обоснованно выделяли магнезиальные (дравиты), железистые (шерлы), литиевые (эльбаиты), кальциевые (увиты), марганцевые (тсилаизиты) и даже особенно богатые глинозе-

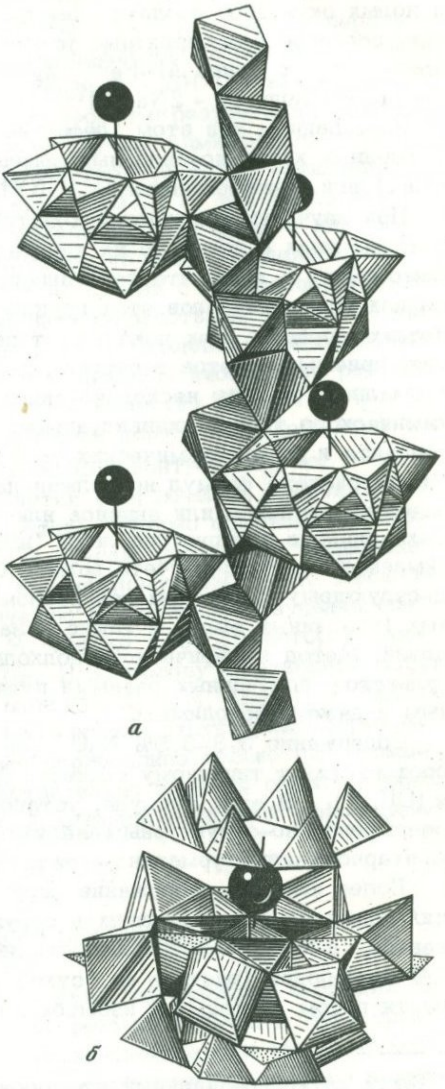
мом (не получившие специального названия) разновидности. В приводимых ими формулах при постоянстве содержания B_3 почти незыблемо выделяется Si_6, только в сильно алюминистых разностях в небольшой мере замещаемый Al, нередко по типу $2Al-MgSi$, были показаны также изоморфные отношения Na–Ca, Mg–Fe^{2+}, Fe^{3+}–Cr–Al, LiAl–$MgFe^{2+}$. В этих старых работах эмпирическая формула, например магнезиально-железистого турмалина, имеет вид:

$$Na(Mg, Fe^{2+})_3 B_3 Al_6 Si_6 O_{27}(OH)_4.$$

Такой же характер имели и формулы бесцветного магнезиального турмалина из США, а также рубеллита из Бразилии, в котором группа Mg_3 была замещена на $LiAl_2$. На базе этих минералов делались ранние попытки расшифровать рентгеновскую структуру турмалинов (Hamburger, Buerger, 1948; Ito, Sadanaga, 1951), причем уже тогда выделялись плоские борокислородные треугольники. Последние, однако, как и другие детали сложной структуры турмалина, еще долго уточнялись и подвергались сомнению, пока, наконец, эмпирическая формула Куница совершенно точно (по числу, валентности и характеру катионов и анионов) не оказалась соответствующей рентгеноструктурной формуле, окончательно обоснованной и всеми признанной более чем через 30 лет (Buerger a.o., 1962): $Na(Mg, Fe^{2+})_3 Al_6[Si_6 O_{18}](BO_3)_3(OH)_4$. Мёнке (Moenke, 1962), а затем и И.И. Плюснина (1967) подтвердили с помощью инфракрасной спектроскопии наличие в турмалинах бора в тройной координации.

Анионную часть в эмпирической формуле турмалинов Махачки писал так: ... $H_x O_{31}$, что подчеркивало колеблющееся содержание OH-групп. Используя систематизированные им анализы, в которых доминируют сопряженные замещения (ион на ион) Al– Mg и O–(OH), А.Г. Бетехтин (1950) на основе ... $(O, OH, F)_{30}$ высчитал для природных Mg-Al-турмалинов серию формул, в которых число OH-единиц меняется: 2,4–2,0–1,7–0,7, т.е. в природе нередко встречаются турмалины, имеющие (OH)-групп значительно меньше четырех или совсем маловодные ($OH \leqslant 1$).

Многочисленные химические типы и разновидности турмалина, связанные с большим разнообразием и широкими колебаниями в его составе всех компонентов за исключением кремния и бора, количественно варьирующих в узких пределах, подчинены, однако, строгим закономерностям его рентгеновской структуры и обусловленных ею изоморфных отношений между минералообразующими элементами. В просторной трехэтажной структуре турмалина (Белов, 1962, 1968; Ito, Sadanaga, 1951), не имеющей строгой плотнейшей упаковки, участвуют строенные Mg-октаэдры $Mg(OH)_2O_4$, расположенные на том же уровне три пары Al-октаэдров $Al(OH)O_5$ (образующих к тому же вокруг осей 3_1 и 3_2 винтовые междуэтажные соединительные цепочки), и плоские BO_3-треугольники, лежащие в верхних гранях пустующих октаэдров. Во втором этаже нахо-



Основные структурные детали идеального дравита (по Н.В.Белову, 1968)

а – винтовая цепь из Al-октаэдров (темные) вокруг осей L_3^1 и L_3^2, соединяющая на трех уровнях ромбоэдрической ячейки вырезки из "антигоритовых пакетов" $NaMg_3Si_6O_{18}$; видны островные (светлые) шестичленные кремнекислородные кольца, опирающиеся своими тетраэдрическими вершинами на тройки Mg-октаэдров, на стыке которых вдоль оси кольца находятся гидроксилы; над основанием каждого кольца расположены соединительные (на рисунке – черные шары) катионы Na – *б* вокруг центральной (бруситового типа) тройки октаэдров попарно расположены шесть Al октаэдров, между ними три незанятых октаэдра, в которых на уровне верхней грани находятся не связанные между собою плоские (точечные на рисунке) BO_3-треугольники

дятся островные шестичленные кремнекислородные кольца Si_6O_{18}, а в третьем – одиночные соединительные Na-катионы, имеющие координацию 9 (см. фигуру).

Особенности кристаллического строения и разнообразие структурных элементов, наличие, в частности, бруситоподобных группировок*

* Это в турмалине, по Н.В. Белову (1962), как бы вырезка из бруситового слоя в антигоритовом структурном элементе – магнезиальном аналоге каолинита. Об изоморфных отношениях в природной серии серпентин–каолинит см. статьи Д.П. Сердюченко (1947).

и полых октаэдров создают, как следует из дальнейшего изложения, особенно благоприятные условия для широкого изоморфизма – изовалентного (типа $Al–Fe^{3+}$, $Mg–Fe^{2+}$, F–OH и др.) и гетеровалентного [типа $Ca \rightarrow 2Na$, $3R^{2+} – 2R^{3+}$, $LiAl — MgFe^{2+}$, $O \rightarrow 2(OH, F)$] с образованием при этом "дефектных" структур, а также для сопряженных катионно–анионных замещений (типа $Ca \rightarrow Na$, $Al \rightarrow Mg$ и др.) при одновременном $O \rightarrow (OH, F)$*

При изучении химической конституции и изоморфных замещений в турмалинах с помощью их кристаллохимических формул необходимо иметь в виду, что нет единого, удовлетворительного и общего для всех минералов этой группы способа пересчета их химических анализов. Как показывают произведенные нами исследования, приемы расчетов в строгих рамках рентгеновской структуры турмалинов должны несколько видоизменяться в зависимости от их химического типа и индивидуальных особенностей состава, от их генезиса и физико–химических условий среды минералообразования. Метод расчета формул не должен насильственно предопределять количество катионов или анионов или укладывать соотношения формульных единиц в прокрустово ложе "идеального" турмалина, но принимаемый метод пересчета должен соответствовать реально существующему в каждом конкретном случае характеру разнообразных (указанных выше, а также в заключении) изоморфных замещений. Метод эмпирического подхода, сопоставлений и проверок результатов, полученных разными путями, оказывается очень полезным и даже необходимым.

Содержание 3,3–3,5% H_2O^+ (и эквивалентных количеств F) соответствует типичному составу: $Na(Mg, Fe^{2+})_3Al_6[Si_6O_{18}][BO_3]_3 \times (OH, F)_4$. В этой формуле, установленной эмпирически и подтвержденой рентгено–структурным анализом, 19 катионов и 31 анион, а в элементарной ячейке турмалина – три таких "молекулы", т.е. 150 ионов.

Более высокое содержание летучих сигнализирует о механических примесях и не входящих в структуру H_2O, F и других компонентов, а значит о необходимости вести вычисления формулы на 29 кислородов (вначале на "сухое" вещество) с тем, чтобы вынести потом за формулу избыток влаги в виде nH_2O.

---

*Такой катионно–анионный изоморфизм известен и у других минералов, но у титанита, например, эти замещения происходят только в обратном направлении, т.е. со снижением валентности сопряженных катионов и анионов: $Al \rightarrow Ti$ и одновременно $(OH, F) \rightarrow O$, что связано с энергетической деградацией минерала (Сердюченко, Пап, 1969).

Изоморфизм же $3R^{2+} = 2R^{3+}{}_{+вак.}$ имеется и у ряда других минералов, особенно у слюд, хлоритов, монтмориллонитов и других, что впервые было установлено нами почти 30 лет назад (Сердюченко, 1948, ДАН СССР, т. 59, № 3; т. 60, № 9 и др.) и подтверждено последующими работами (см., например, Ошерович, Никитина, 1975).

Для турмалинов с H_2O^+ (и F) менее 3,2–3,1% пересчет анализов следует вести сначала на 31 (O, OH, F) анион и параллельно на 150 катионов и анионов в идеальной элементарной ячейке. При наличии сопряженных замещений O → OH (в связи с $R^{3+} \rightarrow R^{2+}$ или $R^{2+} \rightarrow R^{+}$) полученные двумя этими способами результаты совпадут или будут очень близкими. Только в этом случае с ними совпадут и будут правильными расчеты формулы на количество (т.е. на 19) катионов.

Если же при сниженном содержании H_2O^+ и F все указанные пересчеты химических анализов турмалинов дают разные или выходящие из норм структуры результаты, то следует сделать вывод, что недостаток в минерале летучих не связан с катионно-анионным сопряженным изоморфизмом, а является следствием "сухости" среды минералообразования, изоморфные же замещения эквивалентны (в том числе O → 2 (OH, F). Тогда формулу необходимо рассчитывать на 29 кислородов по "сухому" веществу [$O_{27}(OH)_4 = O_{27} + O_2 + 2H_2O$] с последующим определением формульных количеств OH и F по полученному для катионов коэффициенту-делителю.

Исследуя турмалины Южной Якутии (Сердюченко, Глебов, 1960), мы пришли к выводу, что в их составе, помимо обычного изоморфизма Na–Ca, Mg–Fe^{2+}, Fe^{3+}–Al и других, происходят замещения Si–Al–B; особенно обычны они, по-видимому, для Al–B. Несколько позже к подобному же заключению в результате изучения обширного материала пришел и М.М. Сливко (1962), который считал, что в формуле турмалинов (по Н.В. Белову) катионную часть радикала рационально писать в виде $[(B, Al)_6(Si, Al)_6]_{12}$. Дир с соавторами (Deer a.o., 1962) вычисляли структурные формулы на основе 31 (O, OH, F), но это справедливо только для турмалинов, у которых в формуле действительно имеется около четырех (OH) или доминирует сопряженный катионно-анионный изоморфизм с замещениями ион на ион.

ТУРМАЛИНЫ ИЗ ПАРАГНЕЙСОВ ПРИАЗОВЬЯ

Для биотитовых и биотитсодержащих парагнейсов, входящих в состав весьма протяженной (между реками Кальчик и Буг) тетерево-бугской метаосадочной серии украинского архея (около 3 млрд. лет), обычна ассоциация магнезиально-железистой слюды и графита. Кроме этого фациального типа, для метаморфических сланцев весьма характерен также парагенезис биотита и графита с моноклинным пироксеном и гранатом.

Кристаллические породы этих двух фациальных типов связаны взаимопереходами и переслаиванием с близкими по составу метакаолинит-бокситовыми гнейсами третьей метаморфической фации – силлиманитовыми или силлиманит-корундовыми, в которых, кроме кварца и полевых шпатов, в переменных количествах почти всегда имеются биотит и графит, гранат и кордиерит (нередко замещающий

Таблица 1

Состав турмалинов из парасланцев Приазовья и Аладнской плиты

Компоненты	1		2		3		4		5		6	
	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.
SiO_2	36,43	607	33,36	556	36,28	605	38,11	635	34,32	572	35,87	598
TiO_2	0,98	12	0,95	12	0,26	3	1,14	14	1,00	12	0,20	2
B_2O_3	10,67	153	9,92	143	11,07	159	10,85	156	9,88	142	9,42	135
Al_2O_3	30,16	296	33,08	293	32,91	323	31,90	313	32,47	318	31,88	313
Cr_2O_3	–	–	–	–	0,21	1	–	–	–	–	0,01	–
Fe_2O_3	1,34	8	1,46	2	2,30	14	0,59	4	3,75	23	8,01	41
FeO	4,92	68	4,06	71	2,36	33	0,64	9	4,76	66	1,59	22
MnO	0,02	–	Сл.	–	0,14	2	0,02	–	Сл.	–	0,02	–
MgO	8,38	208	9,05	225	10,19	253	11,37	282	6,90	171	7,60	189
CaO	3,67	66	3,92	70	0,16	3	1,52	27	2,50	45	1,78	32
Li_2O	Сл.	–	–	–	0,09	3	Сл.	–	Сл.	–	0,11	4
Na_2O	1,38	22	0,47	7	0,40	6	2,27	36	1,11	18	2,40	38
K_2O	0,34	3	0,22	2	0,05	1	0,26	3	0,14	2	0,21	2
F	0,11	6	–	–	0,31	16	Нет	–	0,50	26	Сл.	–
$+H_2O$	1,95	108	3,20	178	3,52	196	1,35	75	2,54	141	0,61	34
$-H_2O$	0,05	–	–	–	Нет	–	0,20	–	0,06	–	0,35	–
Сумма	100,40		99,79		100,25		100,22		99,93		100,13	
$F_2=Q$	0,05				0,13				0,21			
Уд. вес	–		3,132		–		–		–		–	
No	1,652		1,664		1,646		1,644		1,662		–	
Ne	1,631		1,636		1,623		1,620		1,636		–	

*В табл. 1–3 м.к. – молекулярное количество.

1 – дравит (близкий к увиту) из биотит–силлиманит–гранат–графитового гнейса, Приазовье, скв. 33 Юрьевского участка, обр.1/1968, колл. Д.П.Сердюченко и А.В.Глебова; V_2O_3 не обнаружен; химическая лаборатория ИМГРЭ, аналитик В.М.Швец. 2 – увит зеленовато–бурый, в трещинах кварцевых жил среди метаосадочных пород, богатых кальцием и магнием, тетерево–бугской свиты, сел. Хощеватo на Побужье, аналитик Б.В. Мирская (Щербаков, 1961). 3 – магнезиальный турмалин (дравит почти без Ca и Na) зеленовато–бурый, в контактах редкометальных пегматитов с ультрабазитами, среди метаосадочных гнейсов, р. Берда в Западном Приазовье; аналитик Л.А. Условцева (Байраков, 1968); формула выведена нами после исключения примеси апатита и пересчета анализа. 4 – дравит светло–коричневый мелкозернистый из биотит–силлиманит–гранат–графитового гнейса, Алдан, скв. 274 Таежного железорудного месторождения, после вычета примеси пирита, кальцита и пересчета; имеется V_2O_3 0,01%; обр. 392/1956, аналитик О.В. Уранова. 5 – зелено–черный шерл из кварц–турмалиновой породы, образовавшейся в результате перекристаллизации турмалиновых кварцитов, Турмалиновая горка, Таежное, Алдан, обр. 90/1951; аналитик В.А.Молева. 6 – ферри–алюмо–дравит темно–зеленый (близкий к шерлу) из инъекционных пегматитов в метаосадочном архейском комплексе рек Сутам и Улунгру, среднее из двух близких анализов (Сердюченко, Глебов, 1960).

силлиманит), иногда сульфиды железа. В этих высокоглиноземистых породах в районе Мариупольских железорудных месторождений ограниченно, спорадически развит турмалин. Количество его в прослоях такого состава на Юрьевском участке составляет всего 1–1,5%, местами до 5%, т.е. по существу – это второстепенный или даже акцессорный минерал, образующий, как и во многих парасланцах других регионов, сингенетичные идиоморфные дитригональные кристаллы или полигональные зернышки и сростки размерами до 1,5 × 0,5 мм.

Кристаллохимическая формула этого турмалина (табл. 1, анализ 1), высчитанная на 29 кислородов [1] на "сухое" вещество, имеет вид:

$$(K_{0,06}Na_{0,43}Ca_{0,34})_{0,83}(Ca_{0,30}Mg_{2,03}Fe^{2+}_{0,67})_{3,00}(Fe^{3+}_{0,15} \times$$

$$\times Al_{5,77}Ti_{0,04})_{5,96}[Ti_{0,08}Si_{5,92}O_{18}][BO_3]_{2,99} \times$$

$$\times (OH_{2,10}F_{0,06}O_{0,98})_{3,14}.$$

В этом дравите очевидны не только изовалентный и гетеровалентный (но эквивалентный) изоморфизм катионов: $Ca \rightarrow 2Na$, $Ca \rightarrow Mg$, $Fe^{2+}Mg$, $Fe^{3+} \rightarrow Al$, но и эквивалентные замещения в анионных группах, где $O \rightarrow 2(OH, F)$, что связано с недостатком воды в среде турмалинообразования (гранулитовая фация метаморфизма). Дравит имеет дефектную структуру: в его элементарной ячейке содержится только 146,8 иона (вместо идеальных 150) – в результате эквивалентных замещений $Ca \rightarrow 2Na$ и $O \rightarrow 2(OH)$. По-видимому, титан ведет себя амфотерно, частично занимая позиции и Al^{VI} и Si. Остается здесь неясной его валентность, у некоторых черных турмалинов и других силикатов [2] варьирующая: Ti^{3+} и Ti^{4+}.

---

[1] Другие методы пересчета анализа на 31 (O, OH, F) и на 150 катионов + анионов в элементарной ячейке дали различные и неудовлетворительные результаты: $Si > 6$ форм. ед.

[2] Якоб (Jacob, 1937) установил TiO_2 и Ti_2O_3 в слюдах, А.И. Цветков (1951) – в титан-авгитах, Шаллер (Schaller, 1913) рассматривает небольшое содержание титана в эльбаите как Ti_2O_3. Возможность образования изначальной Ti_2O_3 в выделяющихся из магматических расплавов титаномагнетитах отмечалась нами ранее (Сердюченко и др., 1974). Л.В. Бершов (1970) доказал присутствие Ti_2O_3 во многих силикатах, но в числе исследованных им турмалин, к сожалению, отсутствует.

У спектров поглощения света в шерлах (синих в тонких пластинках) нередко обнаруживаются широкие полосы (17 500 $см^{-1}$), что связывается (Бахтин и др., 1975) с ионами Ti^{3+}, замещающими Al^{3+} в октаэдрах. Очень близкое к этому положение полос Ti^{3+} установлено и в спектрах поглощения синего кианита (E. White, W. White, 1967).

Генетически турмалинсодержащие сланцы, скорее всего, связаны с метаморфизмом обогащенных эвапоритовым бором мергелистых глин (Сердюченко, 1956; Сердюченко и др., 1963).

Приазовский метаморфогенный турмалин близок по составу к среднему типу железисто-магнезиального бурого дравита (табл. 2, анализ 7), вычисленного П.Н. Чирвинским (1953) по данным К. Дельтера:

$$(K_{0,06}Na_{0,44}Ca_{0,50})_{1,00}(Li_{0,02}Mg_{2,44}Fe^{2+}_{0,52}Al_{0,02})_{3,00} \times$$

$$\times (Fe^{2+}_{0,20}Fe^{3+}_{0,04}Al_{5,70}Ti_{0,07})_{6,01}[Si_{6,00}O_{18}][Al_{0,13}B_{2,87}O_9] \times$$

$$\times (F_{0,13}OH_{3,51}O_{0,36})_{4,00}.$$

Кальций здесь (ион на ион) замещает натрий сопряженно с $O \rightarrow (OH, F)$; Fe^{2+} не только изоморфно связано с Mg, но в сложной структуре турмалина входит, очевидно, и в Al-октаэдры, замещая алюминий, тоже ион на ион, с компенсацией сниженных катионных зарядов в соответствующих анионах, т.е. $Fe^{2+}(OH) \rightarrow AlO$[1].

В Приазовье, по среднему течению р. Берда небольшие количества турмалина в кристаллитах и зернах до 2 мм и в подобных же условиях по балке Крутой, но в крупных монокристаллах, встречены среди актинолит-тремолитовых пород и биотитовых слюдитов в контактной зоне между частично серпентинизированными ультрабазитами и редкометальными пегматитами (Байраков, 1968; Сердюченко, 1972). Мы полагаем, что эти турмалины – ренегерационные и образовались за счет вмещающих ультрабазиты и анатектические пегматиты сланцев и гнейсов с рассеянным в их отдельных слоях метаморфогенным турмалином. Последующая мобилизация, перекристаллизация и концентрация борсодержащего материала происходила в зонах тектонических нарушений, в контактах с ультрабазитами, в высокомагнезиальной среде. Новая генерация турмалина весьма магнезиальна, но почти совсем лишена кальция и щелочей (табл. 1, анализ 3):

$$(K_{0,02}Na_{0,11}Ca_{0,03}Mg_{0,40})_{0,56}(Mg_{2,03}Fe^{2+}_{0,32}Mn_{0,02}Li_{0,06} \times$$

$$\times Al_{0,46})_{2,90}(Fe^{3+}_{0,27}Cr_{0,02}Al_{5,71})_{6,00}[B_{0,07}Al_{0,06}Ti_{0,03} \times$$

$$\times Si_{5,84}O_{18}](BO_3)_3(F_{0,16}OH_{3,78}O_{0,06})_{4,00}.$$

---

[1] Отметим, что результаты вычисления структурной формулы этого "среднего" типа на 31 (O, OH, F), на 150 ионов в элементарной ячейке и на 19 катионов оказались совершенно одинаковыми: во всех случаях коэффициент-делитель 100,2.

Таблица 2

Характерные составы турмалинов из разных месторождений

Компоненты	7		8		9	
	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.
SiO_2	35,96	600	35,46	590	37,67	628
TiO_2	0,59	7	0,28	4	0,02	–
B_2O_3	10,05	144	10,16	147	10,65	153
Al_2O_3	29,87	293	33,88	664	41,10	403
Fe_2O_3	0,25	2	0,51	6	0,33	2
Cr_2O_3	–	–	Нет	–	–	–
V_2O_3	–	–	–	–	–	–
FeO	5,14	71	4,85	68	0,21	3
MnO	0,07	1	0,09	1	1,14	16
MgO	9,88	245	7,37	183	0,23	6
CaO	2,82	50	1,43	26	0,79	14
Li_2O	0,02	1	–	–	1,60	53
Na_2O	1,40	22	2,18	35	2,52	39
K_2O	0,29	3	Сл.	–	0,19	2
F	0,24	13	1,11	58	1,02	54
$+H_2O$	3,17	176	2,64	147	2,71	150
$-H_2O$	–	–	0,26	–	0,06	–
Сумма	99,75		100,22		100,24	
$F_2=O$	0,10		0,46		0,42	
Уд. вес	3,16		–		3,03	
No	–		1,656		1,639	
Ne	–		1,634		1,620	

7 – дравит бурый, среднее из восьми анализов, по П.Н. Чирвинскому (1953); уд. вес 3,16 (среднее из пяти определений. 8 – дравит (без хрома) из плагиоклазитовой линзы среди флогопитовых слюдидов, Изумрудные копи, Урал; аналитик М.Е. Казакова (Власов, Кутукова, 1960); хлора нет. 9 – алюмо-литиевый турмалин (эльбаит) с повышенным содержанием марганца, из пегматитов Варутреска в Швеции (Quensel, Gabrielson, 1939), Нерчинска (Kunitz, 1929) и Борщовочного кряжа (Сливко, 1955) в СССР; среднее

10		11		12	
вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.
35,82	597	36,79	613	37,10	618
0,13	2	-	-	-	-
10,26	147	9,51	137	8,77	126
38,33	376	30,56	300	32,20	316
1,78	11	-	-	-	-
-	-	10,86	72	-	-
-	-	-	-	5,82	39
0,83	12	2,91	41	0,83	11
5,08	72	-	-	-	-
0,40	10	4,47	111	9,05	225
0,78	14	0,72	13	2,16	39
0,24	8	-	-	-	-
1,73	27	1,36	21	1,72	27
0,15	2	-	-	0,53	5
0,78	41	0,65	34	0,13	7
3,81	211	2,25	125	1,69	94
0,05	-	-	-	-	-
100,07		100,08		100,00	
0,32		0,27		0,05	
3,115		3,120		3,058	
1,647		1,658		1,635	
1,625		1,627		1,618	

из трех близких анализов. 10 – тсилаизит зеленовато-желтый, из натрий-литиевых пегматитов; окраска темнеет до бурой и черной с увеличением количества Fe_2O_3; среднее из восьми анализов (пять из Забайкалья, три с Мадагаскара (Барсанов, Яковлева, 1966). 11 – хромовый турмалин из трещин в хромитоносных ультрабазитах Сысертской дачи на Урале (Arzruni, Cossa, 1883). 12 – турмалин из Узбекистана, обогащенный ванадием за счет вмещающих сланцев, в парагенезисе с ванадиевым гранатом (Бадалов, 1951).

Минерал почти полностью насыщен (OH, F)-группами. Помимо замещения $Al-Fe^{3+}+Cr$ и $Mg \rightarrow Fe^{2+}$ в связи с резким недостатком натрия и кальция их позиции занимает магний, т.е. $Mg \rightarrow Ca$ (во многих других случаях, наоборот, $Ca \rightarrow Mg$). В магнезиально-железистых октаэдрах имеются замещения: $AlLi \rightarrow MgFe^{2+}$ и $2Al \rightarrow 3(Fe^{2+}, Mg)$, а в составе шестичленных тетраэдрических колец Si_6O_{18} участвуют наиболее подходящие в кристаллохимическом отношении (способные находиться в кислородных тетраэдрах) атомы бора, алюминия, титана.

Однако в контактной зоне между ультрабазитами и пегматитами состав дравита из плагиоклазитовой жилы, залегающей во флогопитовом слюдите на Изумрудных копях Урала (Власов, Кутукова, 1960), существенно иной: очевидно, в связи с непосредственным известково-натровым полевошпатовым окружением, в нем повышено содержание извести и глинозема, но снижено количество летучих (табл. 2, анализ 8). Его структурная формула, рассчитанная на 29 кислородов:

$$(Na_{0,69}Ca_{0,21}Ca_{0,05})_{0,95}(Mg_{1,80}Fe^{2+}_{0,67}Mn_{0,01}Al_{0,35})_{2,83} \times$$

$$\times (Fe^{3+}_{0,06}Al_{5,94})_{6,00}[Al_{0,15}Ti_{0,04}Si_{5,81}O_{18}](Al_{0,10}B_{2,90}O_9) \times$$

$$\times (F_{0,57}OH_{2,89}O_{0,30})_{3,76}.$$

Здесь очевидны замещения $Ca \rightarrow Na$ и отчасти $Ca \rightarrow 2Na$; $2Al \rightarrow 3(Mg, Fe^{2+})$, но $Al_{IV} \rightarrow Si$, а $Al_{VI} \rightarrow B$, как и во многих других турмалинах; $O \rightarrow 2(OH, F)$

На среднем Побужье среди графитоносных метаосадочных пород тетерово-бугской свиты турмалин встречен в районе с. Хощевато (Щербаков, 1961), где он зеленовато-бурыми агрегатами преимущественно изометрических кристалликов инфильтрационно выполняет трещинки в кварцевых жилах, развитых в зоне распространения пироксено-плагиоклазовых (чарнокитовых) пород и мраморизованных, местами магнезиальных известняков. Очевидно, в связи с этим и по своему составу турмалин является магнезиальным увитом, с повышенным содержанием глинозема (табл. 1, анализ 2). При довольно высоком содержании H_2O^+ расчеты его формулы тремя способами [на 29 кислородов по "сухому" веществу, на 31 (O, OH, F) и на 150 ионов в элементарной ячейке] дали очень близкие результаты. Это указывает на отсутствие $(3R^{2+}-2R^{3+})$-замещений и проявление в заметном масштабе сопряженного изоморфизма $R^{3+}O \rightarrow (Mg, Fe^{2+})OH$; $CaO \rightarrow Na(OH)$, а также $Ca \rightarrow 2Na$ и $CaAl_{IV} \rightarrow NaSi$ (изоморфизм плагиоклазового типа).

Таким образом, хощеватский увит характерен высоким для турмалинов количеством кальция, который участвует в замещениях раз-

ного типа. Формула увита из с. Хощеватo, рассчитанная на 31(O,OH):

$$(K_{0,04}Na_{0,14}Ca_{0,12}Ca_{0,32}Ca_{0,26})_{0,88}(Mg_{2,25}Fe^{2+}_{0,56}Fe^{3+}_{0,18} \times$$

$$\times Al_{0,02})_{3,01}Al_6[Al_{0,32}Ti_{0,12}Si_{5,56}O_{18}](Al_{0,14}B_{2,86}O_9)(OH_{3,56} \times$$

$$\times O_{0,44})_{4,00}.$$

Подобно кальцию, алюминий здесь также занимает "неэквивалентные" позиции: помимо своих Al–октаэдров, он входит в Mg–окраэдры, а в виде Al_{IV} – в тетраэдрические кольца и взамен некоторых плоских BO_3–треугольников заполняет соответствующие октаэдрические полости (как Al_{VI}).

ТУРМАЛИНЫ ИЗ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД АЛДАНСКОЙ ПЛИТЫ

Несравненно больше развиты турмалины в нижнеархейской (более 3 млрд.лет) метаосадочной толще Южной Якутии (Сердюченко, Глебов, 1960), тоже метаморфизованной в условиях гранулитовой фации и имеющей во многом сходный с Приазовьем комплекс многослойных пачек, пластов и согласных линзовидных тел (биотит – гранат–графитовых, кордиерит–силлиманитовых и пироксен–амфибол–биотитовых гнейсов, диопсидовых пород и кальцифиров, различных кварцитов, магнетитовых руд и др.). Характерная особенность этого региона – широкое распространение в его архейской формации не только различных по минеральным парагенезисам турмалиновых пород, но и других, генетически и геохимически тоже связанных с древнейшими эвапоритовыми процессами – метаосадочных стратифицированных слоев [скаполитовые и скаполитсодержащие, боратовые, а также биотит–флогопитовые и биотит–(флогопит)–содержащие]. Под влиянием последующих тектоно–магматических и связанных с ними пегматитовых и пневматолито–гидротермальных воздействий все они подверглись (различным по характеру и масштабам на отдельных площадях) метасоматическим преобразованиям (частичное перемещение компонентов, их концентрация, перекристаллизация минералов и др.).

Нами был изучен и рассчитан на 29 кислородов по "сухому" веществу [расчеты на 31 (O, OH, F) и 150 ионов в ячейке дают неудовлетворительные и разные результаты: Si > 6,15] почти совсем безжелезистый дравит из аналогичных приазовским биотит–гранат–силлиманитовых гнейсов Алдана (табл. 1, анализ 4):

$$(K_{0,06}Na_{0,68}Ca_{0,13})_{0,87}(Ca_{0,12}Mg_{2,66}Fe^{2+}_{0,09}Al_{0,09})_{2,96} \times$$

$$\times (Al_{5,81}Fe^{3+}_{0,07}Ti_{0,12})_{6,00}[Ti_{0,01}Si_{5,99}O_{18}](Al_{0,02}B_{2,98}O_9) \times$$

$$\times (OH_{1,42}O_{1,29})_{2,71}.$$

При небольших по объему замещениях $Ca \rightarrow 2Na$, $Ca \rightarrow Mg$, $2Al \rightarrow 3(Mg, Fe^{2+})$ здесь резко выражено замещение $O \rightarrow 2(OH)$ вследствие недостатка H_2O в сухой гранулитовой фации, как и в турмалине (анализ 1) из Приазовья. Практически все шестерные тетраэдрические кольца в алданском дравите полностью кремнекислородные, и все свои структурные позиции занимают плоские BO_3-треугольники. В Al–октаэдры изоморфно входит почти весь титан.

По своей химической конституции очень интересен турмалин из гнездообразных кварц–турмалиновых среднезернистых пород в зоне Таежного железорудного месторождения, вблизи пластообразных турмалиновых и турмалин–силлиманитовых (с дюмортьеритом) кварцитов (табл. 1, анализ 5). Расчет на 150 ионов в ячейке и на 31 (O, OH, F) дает совпадающие результаты ($k_1 = 98{,}9$ и $k_2 = 99{,}1$):

$$(K_{0,04}Na_{0,36}Ca_{0,09}Ca_{0,36}Mg_{0,06})_{0,91}(Mg_{1,67}Fe^{2+}_{0,67}Fe^{3+}_{0,47} \times$$

$$\times Al_{0,19})_{3,00}(Al)_{6,00}[Al_{0,10}Ti_{0,12}Si_{5,78}O_{18}](Al_{0,13}B_{2,87}O_9) \times$$

$$\times (F_{0,26}OH_{2,80}O_{0,94})_{4,00}.$$

Помимо замещений $Fe^{2+} \rightarrow Mg$, $Al \rightarrow B$, $Ca \rightarrow 2Na$ и $Ti \rightarrow Si$, здесь хорошо выражен сопряженный изоморфизм: $CaO \rightarrow Na(OH)$ и $(Fe^{3+}, Al)O \rightarrow (Fe^{2+}, Mg)(F, OH)$, а также $Al_{VI}Al_{IV} \rightarrow MgSi$, свойственный метасиликатам, слюдам и др.

В инъекционных гранит–пегматитах Алданской плиты даже в отдаленных один от другого районах образуются (крупно– или гигантокристаллические в эндоконтактных зонах или равномерно–среднезернистые по всей гранитоидной породе) близкие по составу турмалины – в результате ассимиляции бора и, в частности, собирательной перекристаллизации турмалина из вмещающих метаосадочных пород. Состав такого турмалина (табл. 1, анализ 6) с повышенным содержанием Fe_2O_3 и большим дефицитом летучих рассчитан на 29 кислородов ($k_3 = 102$) по "сухому" веществу *. Примесь 0,14% $CaCO_3$ исключена:

$$(K_{0,04}Na_{0,75}Ca_{0,11})_{0,90}(Ca_{0,20}Mg_{1,86}Fe^{2+}_{0,22}Li_{0,08} \times$$

$$\times Al_{0,49})_{2,85}(Fe^{3+}_{0,80}Al_{5,20})_{6,00}[Al_{0,11}Ti_{0,02}Si_{5,87}O_{18}] \times$$

$$\times (Al_{0,35}B_{2,65}O_9)(Cl_{0,02}OH_{0,68}O_{1,65})_{2,35}.$$

---

*Расчеты анализа на 31 (O, OH, F) и на 150 ионов в ячейке дают разные ($k_1 = 96{,}4$ и $k_2 = 97{,}9$) и неудовлетворительные результаты ($Si > 6{,}1$).

У алюминия 6,15 формульных единиц, и он как бы пропитывает весь минерал, входя в состав почти всех его структурных элементов: $2Al \rightarrow 3Fe^{2+}$, $AlO \rightarrow Mg(OH)$; $LiAl \rightarrow 2(Fe^{2+}, Mg)$, $CaAl_{IV} \rightarrow NaSi$, $Fe^{3+} \rightarrow Al$, $Ca \rightarrow 2Na$, $Al \rightarrow B$, $Al_{VI}Al_{IV} \rightarrow MgSi$. Анионы замещаются также эквивалентно: $O \rightarrow 2(OH, F, Cl)$.

ТУРМАЛИНЫ РАЗЛИЧНОГО СОСТАВА ИЗ ДРУГИХ РЕГИОНОВ

В литиевых турмалинах (эльбаитах) много алюминия, мало магния и кальция. В Mg–октаэдрах преобладают замещения $LiAl \rightarrow MgFe^{2+}$ или $LiAl_2 \rightarrow R_3^{2+}$ и в последнем случае в анионах сопряженно происходит замена $O \rightarrow (OH, F)$.

Структурная формула эльбаита типичного состава (табл. 2, анализ 9), рассчитанная на 31 (O, OH, F), практически совпадает с расчетом на 150 ионов ($k_1 = 104,5$ и $k_2 = 104,2$) и близка к результатам расчета на 29 кислородов по "сухому" веществу:

$$(K_{0,04}Na_{0,75}Ca_{0,13}Mn^{2+}_{0,08})_{1,00}(Mn^{2+}_{0,07}Mg_{0,06}Fe^{2+}_{0,03}Li_{0,02} \times$$

$$\times Al_{1,68})_{2,86}(Fe^{3+}_{0,04}Al_{5,96})_{6,00}[Si_{6,00}O_{18}](Al_{0,08}B_{2,92}O_9) \times$$

$$\times (F_{0,52}OH_{2,88}O_{0,60})_{4,00}.$$

Здесь, как и в турмалинах других химических типов, изоморфные замещения наиболее разнообразны в Na–группах и (Fe^{2+}, Mg)-октаэдрах: $(Ca, Mn)_{0,21} \rightarrow Na_{0,21}$, $(LiAl)_{1,02} \rightarrow (MgFe^{2+})_{1,02}$, $Al_{0,28} \rightarrow Mg_{0,42}$, $Al_{0,38} \rightarrow Mg_{0,38}$. Первое и последнее катионные замещения уравновешиваются через $O_{0,60} \rightarrow (OH)_{0,60}$.

Богатые марганцем турмалины связаны обычно с пегматитовым процессом и отражают повышенную концентрацию марганца во вмещающих толщах или в непосредственно контактирующих породах. Подчиненная роль железа, высокое содержание алюминия и значительное – лития ставит их в естественный ряд с дравитами и эльбаитами, которые тоже нередко обогащены и марганцем, что отметил М.М. Сливко (1962). Однозначное понимание химической конституции этих минералов несколько затруднено отсутствием точных определений валентности марганца, который традиционно принимается как Mn^{2+}, хотя, скорее всего, здесь имеется также и Mn^{3+}, что было установлено с помощью кривых поглощения света еще С.В. Грум-Гржимайло (1945).

Полученный нами средний (из восьми близких анализов) состав тсилаизита (табл. 2, анализ 10) из Борщовочного кряжа в Забайкалье (Агафонова, 1947) и из оригинального его месторождения в районе Тсилаизины на Мадагаскаре (Duparc a. oth., 1913; Lacroix, 1922) закономерно соответствует структурной формуле, рассчи-

танной на 29 кислородов по "сухому" веществу:

$$(K_{0,03}Na_{0,54}Ca_{0,14}Mn^{2+}_{0,13})_{0,84}(Mn^{2+}_{0,58}Mg_{0,10}Fe^{2+}_{0,11}Li_{0,16}\times$$
$$\times Al_{0,16}Al_{1,26})_{2,37}(Fe^{3+}_{0,22}Al_{5,78})_{6,00}[Al_{0,09}Ti_{0,02}Si_{5,89}O_{18}]\times$$
$$\times[Al_{0,10}B_{2,90}O_9](F_{0,40}OH_{3,60})_{4,00}\cdot 0,29H_2O.$$

Очевидно вместе с кальцием и магнием марганец может входить в состав не только (Fe^{2+}, Mg) -октаэдров, но и соединительных Na-групп, которые, как и в других по составу типах турмалинов, заняты Na, K или Ca (и Mg), но иногда частично пустуют подобно тому, как, например, во многих слюдах не все позиции калия заняты одно- или двухвалентными катионами.

В Тсилаизитах характерны эквивалентные замещения $Mn^{2+} \rightarrow Ca$, (Mn^{2+} Ca) $\rightarrow$ 2Na, $Mn^{2+} \rightarrow$ (Fe^{2+}) Mg LiAl $\rightarrow$ Mg Fe^{2+} и $2R^{3+} \rightarrow 3R^{2+}$. Имеется исключенный избыток H_2O, не входящий в структуру и формулу минерала.

Известные в литературе магнезиально-хромовые турмалины, генетически всегда связанные с ультрабазитами и хромистыми железняками, в то же время бедны кальцием и натрием (табл.2, анализ 11). В рассчитанной нами (на 29 кислородов) формуле Cr-турмалина из Нижне-Исетского района на Урале (Arzruni Cossa, 1883) видны замещения в Na-позициях: Mg $\rightarrow$ Ca (как и на р. Берда) и (Ca, Mg) $\rightarrow$ 2Na; в Mg- и Al-октаэдрах: 2Al $\rightarrow$ 3(Mg, Fe), Cr $\rightarrow$ Al. Сильно выражен также изоморфизм Al $\rightarrow$ B, O $\rightarrow$ 2(OH, F):

$$(Na_{0,41}Ca_{0,13}Mg_{0,16})_{0,70}(Mg_{0,94}Fe^{2+}_{0,45}Al_{1,04})_{2,43}\times$$
$$\times (Cr_{1,42}Al_{4,58})_{6,00}Si_{6,05}O_{18}[Al_{0,30}B_{2,70}O_9]\times$$
$$\times (F_{0,33}OH_{2,47}O_{0,60})_{3,40}.^*$$

Ванадиевый турмалин со значительным дефицитом летучих и бора, с тонкими включениями кварца был обнаружен (Бадалов, 1951) на контактах кварцевых жил с черными кварц-графитовыми ванадиеносными сланцами. Он образует бурые игольчатые агрегаты; порошковая рентгенограмма его - типичная. Химический состав (табл. 2, анализ 12) рассчитан на 29 кислородов (после исключения 1% примеси кварца):

$$(K_{0,10}Na_{0,52}Ca_{0,19})_{0,81}(Ca_{0,19}Mg_{2,19}Fe^{2+}_{0,11}Al_{0,34})_{2,83}\times$$
$$\times (V_{0,76}Al_{5,24})_{6,00}[Si_6O_{18}][Al_{0,55}B_{2,45}O_9]\times$$
$$\times (F_{0,07}OH_{1,83}O_{1,05})_{2,95}.$$

---

* По условиям структуры в формулах турмалина $Si \leqslant 6$, а его избыток (в данном случае незначительный) указывает на механические примеси или на неточности в химическом анализе.

Здесь очевидны замещения $Ca \rightarrow 2Na$, $Ca \rightarrow Mg$, $2Al \rightarrow 3Fe^{2+}$, $V^{3+} \rightarrow Al$, $Al \rightarrow B$, $O \rightarrow 2(OH,F)$. Структура минерала дефектная: в элементарной ячейке 145,8 иона (вместо идеальных 150).

ЗАКИСНО- И ОКИСНО-ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ТУРМАЛИНЫ[1]

Темно-зеленый турмалин был изучен нами из линзовидно-пластовых мелкозернистых, почти мономинеральных турмалинитов алданского архея, содержащих в переменных количествах равновеликие зерна диопсида и переходящих (то постепенно, то с довольно резкой границей) в богатые диопсидом гнейсы, сланцы или почти мономинеральные диопсидиты, переслаивающиеся местами с диопсид-магнетитовыми рудами и кальцифирами. Он имеет в своем составе очень мало летучих и щелочей, но (в соответствии со средой минералообразования) в нем много кальция и окисного железа (табл. 3, анализ 13), т.е. минерал – ферри-кальциевый и должен быть отнесен к разряду мало распространенных окисно-железистых увитов. Расчеты его структурной формулы на 31 (O, OH, F) и на 150 ионов в элементарной ячейке, соответствующие замещениям катионов и анионов ион на ион, дали различные и в обоих случаях неудовлетворительные результаты, так как сумма катионов значительно превышала установленную структурой. Это свидетельствует о значительном недостатке H_2O и фтора в составе исходных осадочных пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации.

Формула алданского увита хорошо рассчитывается на 29 кислородов по сухому веществу, что отражает эквивалентные замещения в катионах и анионах:

$$(K_{0,02}Na_{0,02}Ca_{0,15}Ca_{0,40})_{0,59}(Ca_{0,26}Mg_{2,27}Fe^{2+}_{0,47})_{3,00} \times$$
$$\times (Fe^{3+}_{1,28}Al_{4,73})_{6,01}[Al_{0,19}Ti_{0,09}Si_{5,72}O_{18}][Al_{0,25}B_{2,75}O_9] \times$$
$$\times (F_{0,02}OH_{1,34}O_{1,32})_{2,68}.$$

Здесь ясно выражены замещения: $O \rightarrow 2(OH,F)$ и $Ca \rightarrow 2Na$, а также $Ca \rightarrow Na$ сопряженно с $Al_{IV} \rightarrow Si$ (т.е. изоморфизм $CaAl \rightarrow NaSi$ плагиоклазового типа), $Al_{VI} \rightarrow B_{III}$; 21% мест в Al-октаэдрах занято Fe^{3+}, а в Mg-октаэдрах почти 10% позиций принадлежит кальцию.

Черный высокожелезистый шерл из с.Малый Тальный на Украине взят из пегматитовой жилы, залегающей в гранитах. По количеству летучих его состав (табл. 3, анализ 14) близок к идеальному, поэтому расчет формулы на 29 кислородов по сухому веществу и на 31 (O, OH, F) приводит к совершенно одинаковым результатам:

$$(K_{0,04}Na_{0,32}Ca_{0,22}Mn_{0,01})_{0,59}(Mg_{1,06}Fe^{2+}_{1,77}Fe^{3+}_{0,13})_{2,96} \times$$
$$\times (Fe^{3+}_{1,30}Al_{4,57}Ti_{0,13})_{6,00}[Si_{5,99}O_{18}][Al_{0,32}B_{2,68}O_9](F_{0,16} \times$$
$$\times OH_{3,72}O_{0,06})_{3,94}.$$

Таблица 3

Состав железистых турмалинов из разных месторождений

Компоненты	13		14		15	
	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.
SiO_2	34,20	570	34,06	568	34,38	573
TiO_2	0,76	3	0,99	12	0,80	10
B_2O_3	9,54	137	8,83	127	8,28	119
Al_2O_3	26,32	258	23,66	232	24,53	240
Fe_2O_3	10,32	64	10,95	68	6,88	43
FeO	3,38	47	12,07	168	14,73	205
MnO	0,03	-	0,09	1	Сл.	-
MgO	9,11	226	4,09	101	3,68	91
CaO	4,53	81	1,15	21	2,36	42
Na_2O	0,08	1	0,94	15	1,45	23
K_2O	0,12	1	0,19	2	0,17	2
F	0,04	2	0,28	15	Нет	-
$+H_2O$	1,20	67	3,19	177	3,38	188
$-H_2O$	0,08	-	-	-	0,16	-
Сумма	99,71		100,49		100,80	
$F_2=O$	0,01		0,13		-	
Уд. вес	-		-		3,091	
No	1,669		1,672		1,682	
Ne	1,641		1,644		1,662	

13 – ферри-кальциевый шерл (Fe^{3+}-увит) из стратифицированных турмалинитов с небольшим содержанием диопсида, скв. 51 Таежного железорудного месторождения, обр. 264/1954; аналитик Ф.Л.Старосельская (Сердюченко, Глебов, 1960). 14 – шерл черный из пегматитов в гранитах, сел. Малый Тальный на Украине (Юрк и др., 1960); P_2O_5 0,01%; аналитик Г.Я. Горный. 15 – шерл из пегматитов среди амфибол-биотитовых сланцев, вмещающих карбонатные породы и магнетитовые метаосадочные руды, Эссекс, штат Нью-Йорк, США

	16		17		18	
	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.	вес. %	м. к.
	33,78	563	34,57	576	33,86	564
	0,41	5	1,56	19	0,55	7
	10,70	154	10,42	150	10,86	156
	33,80	331	22,12	217	30,79	302
	0,20	1	10,63	66	17,62	110
	15,11	210	4,70	65	1,27	18
	0,25	3	Сл.	–	0,13	2
	0,74	18	8,69	216	0,13	3
	0,21	4	2,36	42	0,69	12
	1,92	30	1,41	22	2,46	38
	0,11	1	0,10	1	0,07	1
	0,98	52	0,18	10	1,86	98
	2,22	123	3,55	197	0,40	22
	0,19	–	0,12	–	Нет	–
	100,62		100,41		100,69	
	0,41		0,08		0;78	
	3,218		3,18		3,31	
	1,668		1,700		1,735	
	1,633		1,656		1,655	

(Ward, 1931). 16 – турмалин черный из мусковитовых пегматитов, дер. Южакова, Урал (Сливко, 1955). 17 – турмалин черный из неизвестного месторождения на Мадагаскаре (Frondel a.o., 1966), твердость 7; $a = 15{,}98$, $c = 7{,}234$ Å, $V^3 = 1612{,}3$ Å. 18 – турмалин почти черный, темно-коричневый из риолитов Мексквитик (San Luis Potosi), Мексика (Donnay a.o., 1966); No–Ne = 0,080, $a = 15{,}873$, $c = 7{,}187$ Å, $V^3 = 1568{,}2$ Å^3; обнаруживает отчетливую, необычную для турмалинов призматическую спайность.

Здесь $Ca \rightarrow 2Na$, $Al \rightarrow B$; 22% атомных позиций в Al-октаэдрах занято Fe^{3+}, а в Mg-октаэдрах 60% мест принадлежит Fe^{2+}.

Сильно окисно- и закисножелезистый турмалин черного цвета был описан (Ward, 1931) из пегматитов района Эссекс, штата Нью-Йорк (США), приуроченных к глубокометаморфизованным докембрийским метаосадочным породам, среди которых - биотит-гранат-графитовые и высокоглиноземистые сланцы, силикатно-магнетитовые руды и кварциты (местами с пирит-пирротиновыми или боратовыми и турмалиновыми прослоями), карбонатные и другие породы, во многом сходные с архейскими толщами Алданского щита. Как и в предыдущем случае, результаты пересчета химического анализа (табл. 3, анализ 15) двумя способами - на 29 кислородов по сухому веществу и на 31 (O, OH,F) дали одну и ту же формулу:

$$(K_{0,04}Na_{0,49}Ca_{0,23})_{0,76}(Ca_{0,22}Mg_{0,97}Fe^{2+}{}_{1,81})_{3,00}(Fe^{2+}{}_{0,36} \times$$
$$\times Fe^{3+}{}_{0,91}Al_{4,63}Ti_{0,10})_{6,00}[Si_{6,00}O_{18}][Al_{0,47}B_{2,53}O_9](OH)_{3,76}.$$

Здесь отчетливо проявляются изоморфные связи между Na-группами и Mg-октаэдрами через кальций ($Ca \rightarrow 2Na$ и $Ca \rightarrow Mg$), а у Mg и Al-октаэдров - через Fe^{2+} ($Fe^{2+} \rightarrow Mg$ и $Fe^{2+} \rightarrow Al^{3+}$). Последнее сопряжено с $(OH) \rightarrow O$, как и в "среднем" дравите (анализ 7), т.е. противоположно более распространенным замещениям, когда $R^{3+} \rightarrow R^{2+}$ вместе с $O \rightarrow (OH, F)$.

Черный шерл (в шлифах светлое желтовато-зеленое ядро и темная зеленовато-бурая оболочка) из турмалин-мусковитовых пегматитов дер. Южаковой на Урале относится к закисножелезистым разновидностям с очень низким содержанием Fe_2O_3 и MgO, сниженным количеством H_2O^+ и фтора, но с повышенным содержанием Al_2O_3 и B_2O_3 (табл. 3, ан. 16). Это позволило предполагать наличие в минерале замещений $AlO \rightarrow Mg(OH, F)$, что и подтвердилось при расчетах формулы на 31 (O, OH, F) и на 150 катионов и анионов в ячейке, давших одинаковые результаты:

$$(K_{0,22}Na_{0,62}Ca_{0,04}Mn_{0,03}Mg_{0,09})_{1,00}(Mg_{0,09}Fe^{2+}{}_{2,15}Fe^{3+}{}_{0,02} \times$$
$$\times Al_{0,74})_{3,00}(Al_6)[Ti_{0,05}Al_{0,05}B_{0,11}Si_{5,78}O_{18}][B_3O_9]\{F_{0,51}OH_{2,52} \times$$
$$\times (BO_3)_{0,05}O_{0,92}\}.$$

Около 70% Mg-октаэдров изовалентно заполнено Fe^{2+} и около 30% - алюминием (ион на ион), т.е. $Al \rightarrow Mg$ при компенсации в анионах ($O \rightarrow OH$). Помимо структурных плоских треугольников бор (B_{IV}) частично занимает места кремния в тетраэдрах, а частично в виде $(BO_3)^{3-}$ входит, по-видимому, в состав летучих, замещая $3(OH)^-$, как это установлено нами и для клиногумита, тоже в своей структуре имеющего Mg(OH)-группы.

После того как из русских месторождений были описаны окисножелезистые турмалины с 21 и 22% Fe^{3+} в Al-октаэдрах и не-

сколькими процентами Fe^{3+} в Mg–октаэдрах, шесть лет спустя появилась публикация о мадагаскарском окисножелезистом турмалине "нового типа" с 23% атомов Fe^{3+} в Al–октаэдрах (Frondel a.o., 1966).

Для этого черного, непрозрачного даже в мелких зернах и осколках минерала из неизвестного месторождения (табл. 3, анализ 17) характерны нормальное содержание летучих, эквивалентные замещения катионов (и анионов), отсутствие сопряженного катионно-анионного изоморфизма:

$$(K_{0,02}Na_{0,45}Ca_{0,29})_{0,76}(Ca_{0,14}Mg_{2,20}Fe^{2+}_{0,66})_{3,00}(Fe^{3+}_{1,35}\times$$
$$\times Al_{4,45}Ti_{0,16})_{5,96}[Ti_{0,04}B_{0,07}Si_{5,89}O_{18}][B_3O_9](F_{0,10}OH_{3,90})\times$$
$$\times 0,06H_2O.$$

Из числа исследованных природных турмалинов наиболее богат окисью железа минерал из риолитов Мексики, отличающийся к тому же необычайно высоким свето– и двупреломлением (Donnay a.o., 1966). Кроме того, он содержит (табл. 3, анализ 18) много глинозема и очень мало FeO, MgO и летучих (H_2O^+,F), среди которых доминирует фтор. Расчеты его формулы на 31 (O, OH, F) и на 150 ионов в элементарной ячейке дали идентичные результаты:

$$(K_{0,02}Na_{0,79}Ca_{0,12}Mn_{0,02})_{0,95}(Mg_{0,03}Fe^{2+}_{0,18}Fe^{3+}_{2,28}Al_{0,26})_{2,75}\times$$
$$\times Al_6[Ti_{0,07}B_{0,08}Si_{5,85}O_{18}][B_3O_9]\{F_{1,01}OH_{0,45}(BO_3)_{0,15}O_{2,10}\}.$$

В Mg–октаэдрах очевидны замещения $Fe^{3+}\rightarrow R^{2+}$, сопряженные с $O\rightarrow OH$, однако одновременно с этим имеется и эквивалентный катионный изоморфизм $R^{3+}_{0,50}\rightarrow R^{2+}_{0,75}$. Бор помимо своих плоских треугольников и частично B_{IV} в кремнекислородных кольцах в небольшом количестве входит, вероятно, и в группы $(BO_3)^{3-}$, которые эквивалентно и равнообъемно в бруситоподобных участках структуры замещают $3(OH)^-$ подобно некоторым другим силикатам (Сердюченко, 1967). Авторы, идеализируя состав этого турмалина до полного замещения в Mg–октаэдрах $3Fe^{3+}\rightarrow 3Mg^{2+}$ с одновременным получением в формуле (O_3OH) вместо 4(OH), выделяют его как новую разновидность – бюргерит (buergerite).

Чтобы определить пределы смесимости между бюргеритом из единственного его месторождения и другими членами турмалиновой группы, в дальнейшем было предпринято (Dunn, 1976) исследование 14 образцов этого минерала из Национального музея Естественной истории. Определения методом электронного микроанализатора показали очень устойчивый состав этого необычного турмалина, имеющего в среднем: SiO_2 34,22, TiO_2 0,55, Al_2O_3 30,30, Fe_2O_3 18,77, MgO 0,16, CaO 0,64, MnO 0,10, Na_2O 2,38; K_2O, FeO, B_2O_3 и летучие не определялись.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Из вычисленных нами структурных формул и приведенных выше данных о вариациях состава турмалинов из геохимически и генетически различных месторождений совершенно очевидно, что в этом минерале изоморфные отношения химических элементов очень сложны и по своей форме весьма многообразны. Это прежде всего изовалентные замещения в катионах и анионах: а) $K-Na$, $Ca-Mn^{2+}-Mg-Fe^{2+}$, $Fe^{3+}-Mn^{3+}-Cr^{3+}-V^{3+}-Al-Ti^{3+}$, $Ti^{4+}-Si$, $OH-F-Cl$.

В турмалинах развиты также гетеровалентные замещения: б) $LiAl \rightarrow MgFe^{2+}$; $2(Al, Fe^{3+}) \rightarrow 3(Mg, Fe^{2+})$; $Ca \rightarrow 2Na$; $O \rightarrow 2(OH, F)$. Все они эквивалентны, но из них три последние обусловливают появление вакантных катионных и анионных мест (обычно 2–3%) в структуре, т.е. ее дефектность. Несравненно чаще, чем предполагалось до сих пор, в кремнекислородные тетраэдры турмалинов - помимо Ti^{3+} или Ti^{4+} входят алюминий и бор: в) $Al_{IV} + B_{IV} \rightarrow Si$, и эти гетеровалентные замещения уравновешиваются или в анионах ($OH \rightarrow O$) или нередко – путем сложного катионного изоморфизма $CaAl_{IV} \rightarrow NaSi$ и $Al_{VI}Al_{IV} \rightarrow MgSi$, что свойственно и многим другим силикатам.

Кроме того, количественно широко и вполне различимо в турмалинах проявляется сопряженный катионно-анионный изоморфизм: г) энергетически прогрессивного типа, например, $CaO \rightarrow Na(OH)$; $AlO \rightarrow Mg(OH, F)$; $Fe^{3+}O \rightarrow (Fe^{2+}, Mg)OH$; $LiR_2^{3+}O \rightarrow R_3^{2+}(OH, F)$, связанный с возрастанием зарядов; д) регрессивный, связанный с энергетическими потерями, например, $Fe^{2+}(OH) \rightarrow AlO$, но замещения этого типа обычно компенсируются и даже подавляются первыми, так что при изоморфизме ион на ион всегда в итоге число (OH)-групп уменьшается, а роль кислорода [$(O \rightarrow (OH))$] возрастает.

Часто встречаются одновременно разные формы замещений у одного и того же элемента, особенно у кальция и алюминия.

В турмалинах с их сложной, трехэтажной и в то же время "просторной структурой, где закономерно сочетаются кислородные многоугольники (вокруг Na), плоские треугольники, расположенные в контурах полых октаэдров, шестичленные островные тетраэдрические кольца, различно сгруппированные (в том числе пары, тройки) заселенные октаэдры, весьма отчетливо наблюдается "изоморфная цепь" – своеобразный единый изоморфный ряд, охватывающий все минералообразующие элементы: K, Na, Ca, Mn^{2+}, Fe^{2+}, Mg, Ti^{4+}, Ti^{3+}, Li, Mn^{3+}, Fe^{3+}, Cr^{3+}, V^{3+}, Al, B, Si, которые имеют различные ионные радиусы, уменьшающиеся от калия (R_i = 1,33 Å) и натрия (R_i = = 0,97Å) до кремния (R_i = 0,40Å).

В соответствии с различным структурным положением, в турмалинах следует выделить пять групп химических элементов (звеньев этой цепи). Изоморфные отношения внутри каждой группы и между ними имеют свои особенности:

1) $K-Na-Ca-Mn^{2+}-Mg$ (в Na- соединительных группах),
2) $Ca-Mn^{2+}-Mg-Fe^{2+}-Li-Fe^{3+}-Mn^{3+}-Al$ (в Mg-октаэдрах),

3) $Fe^{2+}(Mg)$–Al–Mn^{3+}–Fe^{3+}–Cr^{3+}–V^{3+}–Ti^{3+}–Ti^{4+} (в Al–октаэдрах),

4) Si–Ti^{4+}(Ti^{3+})–Al_{IV}–B_{IV} (в кремнекислородных тетраэдрах),

5) B–Al (в борокислородных треугольниках, расположенных в пределах полых октаэдров).

Кальций, марганец (Mn^{2+}) и магний могут взаимно замещать друг друга, реализуя структурно-химическую связь между Na–группами и Mg–октаэдрами. Тесные же изоморфные отношения между последними и Al–октаэдрами обеспечиваются главным образом через R^{3+}–ионы, которые могут при этом взаимно замещаться R^{2+}–ионами в зависимости от состава и условий образования минералов многими способами: $3R^{2+} - 2Al$, $AlO \rightarrow Mg(OH)$, $Fe^{2+}(OH) \rightarrow AlO$, $LiAl–MgFe^{2+}$.

Соединительная функция амфотерного алюминия между магнием и кремнием $Al_{VI}Al_{IV}$–MgSi широко проявляется не только у турмалинов, но и у пироксенов, амфиболов, слюд и других минералов, а между натрием и кремнием – в довольно характерном изоморфизме плагиоклазового типа ($CaAl_{IV}$–NaSi) у кальциевых турмалинов (увитов), некоторых шерлов из гранитоидов и др. Если к этому добавить способность элементов (например, Fe^{2+} и др.) занимать в структуре турмалина неэквивалентные позиции и при том в разных октаэдрах, то мы получим кристаллохимическое объяснение необычайной генетической приспособляемости этого минерала, образующегося в различных по составу средах и в очень большом диапазоне термодинамических условий: от приповерхностного режима и диагенеза осадков, в том числе в глинистых прослоях фанерозойских эвапоритов, от начального метаморфизма засоленных илов и низкотемпературных кварцевых жил до генезиса в гранитоидах и риолитах или в метаморфических породах гранулитовой фации.

В Al–октаэдрах или сопряженных с ними Mg–октаэдрах закономерно, в соответствии с химизмом среды турмалинообразования, появляются Fe^{3+}, Cr^{3+} или V^{3+} (и Ti^{3+}), а в тетраэдрических кольцах нередко (вопреки существовавшим представлениям; см. Deer a.o., 1962) Al_{IV}, Ti_{IV} и B_{IV} частично замещают кремний.

Однако участие бора в тетраэдрических кремнекислородных кольцах эпизодично и ограничивается 1–2%, а подавляющая масса его атомов входит в состав плоских борокислородных треугольников, расположенных на уровне верхней грани пустующих октаэдров, находящихся между заселенными Mg– и Al–октаэдрами (Белов, 1962, 1968). Кроме этого, при избытке бора некоторые турмалины имеют, по-видимому, дополнительные треугольники $(BO_3)^{3-}$, которые выполняют уже функцию летучих и в зоне бруситоподобных участков их кристаллической структуры эквивалентно и равнообъемно замещают $3(OH)^-$.

С другой стороны, настоящее и предыдущие исследования (Сердюченко, Глебов, 1960; Сливко, 1962; Deer a.o., 1962 и др.) показывают, что во многих турмалинах до 10%, а иногда до 20% бора замещено алюминием. Это давно уже подмечено эмпирически и определенно устанавливается с помощью отвечающих рентгеновской структуре кристаллохимических формул, рассчитанных разными ме-

тодами, т.е. замещение $Al \rightarrow B$ – факт, проверенный на обширном материале. Однако бор в турмалине имеет тройную координацию, невозможную для алюминия. Значит, в случаях частичного замещения бора алюминием соответствующая часть пустовавших и не "прикрытых" BO_3 -треугольниками октаэдров будет занята Al_{VI}.

В. Ловенштейн (Lowenstein, 1956), принимая для турмалина BO_3-треугольники, считал, что помимо трех главных связей $B-O$ бор имеет еще слабую четвертую связь с кислородом из тетраэдров SiO_4. В этой ситуации можно было бы предполагать, что на месте не совсем плоского BO_3-треугольника при замещении $Al \rightarrow B$ могла бы расположиться грань тетраэдра с Al_{IV} в его центре.

Во всяком случае для замещения $Al \rightarrow B$ в структуре турмалинов имеется вполне благоприятная объемно-пространственная возможность. Это уже, строго говоря, замещения особого рода, происходящие между атомами с одинаковой валентностью, но с сильно отличающимися ионными радиусами и с разной координацией и обусловленные особенностями кристаллического строения данного минерала.

Подтверждается таким образом тезис К.А. Власова (1963), что не только ионные радиусы элементов (один частный параметр), но и вся совокупность их физико-химических свойств, особенно заряд ядра (порядковый номер элемента) и атомный вес (масса элемента), обусловливают комплекс их геохимических особенностей, в том числе способность замещать друг друга в минералах. Рассмотрев около 300 минералов и входящие в их состав пары элементов, К.А. Власов (1963) пришел к выводу, что "...элементы (в форме катионов и анионов) изоморфны, если отношения их порядковых номеров и атомных весов близки к единице или четным числам 2 и 4..." (стр. 11). "Даже резкое расхождение в размерах ионных радиусов у таких важных для минералообразующих процессов земной коры пар элементов, как Na–K, Mg–Al, Al–Si и других, не может препятствовать их изоморфизму" (стр. 50). Все это хорошо иллюстрируется показанными выше типами изоморфных замещений в турмалинах, в которых прекрасно проявляется и отмеченная К.А. Власовым закономерность: "... Соседи по вертикальным подгруппам периодической системы элементов изоморфны не только друг с другом, но также и с соседями своих соседей..." (стр.51).

Необходимо подчеркнуть, что при этом на изоморфизм элементов сильно влияют термодинамические условия (p, t), на что обратил внимание еще В.И. Вернадский (1910), а также химизм, т.е. концентрация (c) разных элементов в среде минералообразования. Последнее особенно демонстративно проявляется у турмалинов, окраска которых обусловлена соотношением и концентрацией изоморфов-хромофоров (Mn^{2+}, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mn^{3+}, Cr^{3+}, Ti^{3+}, V^{3+}) и их вхождением в решетку, возрастающим вместе с усилением дефицита главных элементов – магния и алюминия. Неравномерность их вовлечения в кристаллизацию турмалина, изменчивость состава поступающих растворов определяют колеблющийся химизм и различную

(в частности, зональную) окраску минералов даже в пределах одного индивида (белую, розовую, зеленую, синюю, коричневую, черную) (Ферсман, 1937; Бахтин и др., 1975).

Большое влияние на изоморфные отношения одних и тех же элементов и их ассоциаций между собой, как отмечено выше, оказывают индивидуальные особенности самого минерального вида: его внутрикристаллическое строение (рентгеновская структура), характер сочетания и плотность распределения в ней различных атомов, т.е. кристаллохимические факторы. Предпочтительнее поэтому изучать и уточнять изоморфизм элементов не только с общих (теоретических) физико-химических позиций, но и применительно к конкретным, частным особенностям того или иного кристаллического вещества.

В заключение отметим, что состав турмалинов, как это видно из обширной литературы, весьма чувствителен к химизму окружающей среды, отражая особенности ее состава и протекавших в ней геохимических процессов. Вследствие этого турмалины могут служить дополнительно к другим признакам поисковым минералого-геохимическим критерием.

ЛИТЕРАТУРА

Агафонова Т.Н. Химический состав и окраска турмалинов Борщовочного кряжа. – ДАН СССР, 1947, 55, № 9.

Бадалов С.Т. О ванадиевых разновидностях турмалина и граната. – Зап. Всес. Мин. об-ва, 1951, вып. 3.

Байраков В.В. Дравиты и процессы турмалинообразования в породах среднего течения р. Берды (Западное Приазовье). Докл. Укр. АН, 1968, серия Б, № 1.

Барсанов Г.П., Яковлева М.Е. О турмалине дравитового состава. – Труды Мин. музея АН СССР, 1964, вып. 15.

Барсанов Г.П., Яковлева М.Е. О турмалине шерлового состава. – Труды Мин. музея АН СССР, 1965, вып. 16.

Барсанов Г.П., Яковлева М.Е. Эльбаит и некоторые редкие разновидности турмалина. – Труды Мин. музея АН СССР, 1966, вып. 17.

Бахтин И.И., Минько О.Е., Винокуров В.М. Изоморфизм и окраска турмалинов. – Изв. АН СССР, Геол., 1975, № 6.

Белов Н.В. Очерки по структурной минералогии. Мин. сб., 1962, № 16, Львов.

Белов Н.В. Очерки по структурной минералогии 122. Турмалин. – Мин. сб., № 22, вып. 1, 1968, Львов.

Белов В.Ф., Коровушкин В.В., Белов А.Ф., Корнеев Е.В., Желудев И.С. Неэквивалентные положения ионов железа и электронно-ядерные взаимодействия в турмалине. – Физика твердого тела, 1974, т.16, вып.8.

Бершов Л.В. Об изоморфизме титана в природных минералах. – Изв. АН СССР, Геол., 1970, № 2.

Бетехтин А.Г. Минералогия. М., Госгеолиздат, 1950.

Вернадский В.И. Парагенезис химических элементов в земной коре. – В кн.: "Дневник XII сьезда русских естествоиспытателей и врачей", М., 1910.

Власов К.А. Периодический закон и изоморфизм элементов. М., изд. ИМГРЭ, 1963.

Власов К.А., Кутукова Е.И. Изумрудные копи. М., изд-во АН СССР, 1960.
Грум-Гржимайло С.В. О возможности определения валентности и координации окрашивающих минералы элементов по кривым поглощения. – Зап. Всес. Мин. об-ва, 1945, 74, вып. 2.
Ошерович Э.З., Никитина Л.П. Использование валентных колебаний для определения содержания октаэдрических элементов в железо-магнезиальных слюдах. – Геохимия, 1975, № 5.
Плюснина И.И. Инфракрасные спектры силикатов. М., изд-во МГУ, 1967.
Поваренных А.С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев, "Наукова думка", 1966.
Сердюченко Д.П. Старокрымский графитоносный район. – Труды Всес. ин-та мин. сырья. М., 1935.
Сердюченко Д.П. О магнезиально-глиноземных гидросиликатах изоморфного ряда серпентин-паракаолинит. – ДАН СССР, 1947, 57, № 9.
Сердюченко Д.П. О химической конституции и классификации слюд. – ДАН СССР, 1948, 59, № 3.
Сердюченко Д.П. О химической конституции хлоритов. – ДАН СССР, 1948, 60, № 9.
Сердюченко Д.П. Минералы бора и титана в некоторых осадочно-метаморфических породах. – Труды ГИН АН СССР, вып. 5, 1956.
Сердюченко Д.П. О замещениях $(BO_3)^{-3}$ и $(OH)_3^{-1}$ в боратах и силикатах. – ДАН СССР, 175, № 3, 1967.
Сердюченко Д.П. О двух слюдах – из калиевых и натриевых метасоматитов Приазовья. – ДАН СССР, № 4, 1972, 206, № 4.
Сердюченко Д.П., Глебов А.В. Турмалины и турмалиновые породы из федоровской свиты алданского архея. – В кн. "Железные руды Южной Якутии". Изд-во АН СССР, 1960.
Сердюченко Д.П., Глебов А.В., Павлов В.А. Людвигитовая минерализация и (Fe-B-TR)-парагенезис в древних платформах. – Изд-во АН СССР, 1963.
Сердюченко Д.П., Жабин А.Г., Молева В.А. Ильмениты и титаномагнетиты из комплексов ультраосновных, щелочных и карбонатитовых пород. – Труды Мин. музея АН СССР, 1974, вып. 23.
Сердюченко Д.П., Павлов В.А. О генетических и геохимических особенностях борных месторождений. – В кн.: "Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций". "Наука", 1967.
Сердюченко Д.П., Пап А.М. Особенности состава и происхождения ортита и титанита из кристаллических пород Белорусского докембрия. – ДАН СССР, 1969, 186, № 1.
Сливко М.М. Исследование турмалинов из некоторых месторождений СССР. Изд. Львовск. ун-та, 1955.
Сливко М.М. Химический состав и изоморфные замещения в турмалинах. – Мин сб., 1962, вып. 15. Львов.
Ферсман А.Е. Цвета минералов. М.-Л., изд-во АН СССР, 1937.
Цветков А.И. Изоморфные замещения в группе бесщелочных пироксенов. – Труды ИГН АН СССР, 1951, вып. 139.
Чирвинский П.Н. Средний химический состав главных минералов изверженных, метаморфических и осадочных пород. Изд. Харьковск. ун-та, 1953.
Щербаков И.Б. Турмалин села Хощевато на среднем Побужье. – Мин. сб., 1961, вып. 15. Львов.
Юрк Ю.Ю., Рябоконь С.М., Шнюков Е.М. Турмалины Украинского кристаллического щита. – Труды ИГН Укр.АН, серия мин.-геохим., 1960, вып. 6.

Arzruni A., Cossa A. Ein Chromturmalin aus den Chromrisenlagern des Urals. – Zeitschr. f. Kristall., 1883, Bd.7, I.
Buerger M.J., Burnham Ch.W., Peacor D.R. Restudy of the structure of tourmaline. – Geol. Soc. America, Spec. Papers, 1962, N 68.
Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. Rock-forming minerals, 1. London, 1962.
Donnay Gabr., Ingammels C.O., Mason B. Buergerite, a new species of tourmaline. – Amer. Mineralogist, 1966, 51, N 1–2.
Dunn P.J. Buergerite, uniformity of composition. – Amer. Mineralogist, 1976, 61, N 9–10.
Duparc L., Wunder M., Sabot R. Die Mineralien der Pegmatite in der Umgebung von Antsirabé auf Madagascar. – Zeitschr. Kristallogr., Bd. 52, Hf. 3, 1913.
Frondel Cl., Bield A., Ito J. New type of ferric iron tourmaline. – Amer. Mineralogist, 51, N 9–10, 1966.
Ito T., Sadanaga R. A fourier analysis of the structure of tourmaline. – Acta Crystall., 1951, 4.
Jacob J. Über das Auftreten von dreiwertigen Titan in Biotiten. – Schweizer. Min. Petr. Mitteil., Bd. 17, 1937.
Kunitz W. Beiträge zur Kenntniss der magmatischen Assoziationen I. Die Mischungsziehen in der Turmalingruppe und die genetischen Beziehungen zwischen Turmalinen und Glimmern. – Chemie der Erde, 1929, 4.
Lacroix A. Mineralogie de Madagascar, t. I. Paris, 1922.
Lowenstein W. Boron in tetrahedra of borates and borosilicates. – Amer. Mineralogist, 41, 1956, 41.
Machatschki F. Die Formeleinheit des Turmalins. – Zeit. f. Kristall., 1929, 70, S. 211, 71, S. 45.
Mason B., Donnay G., Hardie A.U. Ferric iron tourmaline from Mexico. – Science, 1964, 144.
Moenke H. Nachweis von BO_3- und BO_4-gruppen in den häufigsten natürlich gebildeten Silikaten. – Silikattechnik, 1962, Bd. 13, N 8.
Quensel P., Gabrielson O. Minerals of Varuträsk pegmatite, XIV. The tourmaline group. – Geol. För. Förh., 1939, 61, Stockholm.
Schaller W.T. Beitrag zur Kenntnis der Turmalingruppe. – Zeit. f. Kristall., 51, S. 321, 1913.
Ward G.W. Chemical and optical study of the black tourmalines. – Amer. Mineralogist, 1931, 16, N 4.
White E.W., White W.B. Electron Microprobe and optical absorption study of colored Kyanites. – Science, 1967, 158, N 3803.
Winchell A.N. Elements of optical mineralogy. Pt. 2. New York, 1933.

И. В. Буссен, Е. М. Еськова, Ю. П. Меньшиков,
А. Н. Мерьков, Е. И. Семенов, А. П. Хомяков

МИНЕРАЛОГИЯ УЛЬТРАЩЕЛОЧНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Общеизвестен большой вклад К.А. Власова (Власов и др., 1959) в изучение минералогии и геохимии Ловозерского щелочного массива (Кольский п-ов). В последние годы сотрудники ИМГРЭ, КолФАН и и местные геологи обнаружили и изучили в этом массиве пегматиты нового – ультращелочного, ультранатриевого типа.

Богатые натрием пегматиты изредка отмечались ранее в Гренландии (Илимаусак) и на Кольском п-ове (Ловозеро, Хибины) в

связи с поздними фазами массивов агпаитовых нефелинсодалитовых сиенитов. Однако эти пегматиты были интенсивно изменены в поверхностных условиях. Изученные авторами в Ловозерском массиве на г. Карнасурт новые тела пегматитов расположены в глубинных частях массива, значительно ниже зоны поверхностного выветривания. В этих пегматитах оказалось обилие минералов, весьма богатых натрием. Некоторые из них водно-растворимы и легко изменяются (в соду и др.). Необычность этих ультращелочных пегматитов подчеркивается тем, что авторами (см. литературу) в них обнаружено и описано 13 новых силикатов натрия и редких элементов: ильмайокит, зорит, пенквиликсит, казаковит, борнеманит, лапландит, сажинит, умбозерит, ловдарит, раит, натросилит, натисит, вуоннемит.

Ультращелочные пегматиты и гидротермалиты (уссингитовые, натролитовые) приурочены к горизонту фойяитов и малиньитов, богатых щелочами, редкими и летучими элементами. Почти горизонтально залегает (угол падения 5°) пластовое пегматитовое тело мощностью 1–1,6 м, протяженностью 26 м по контакту фойяитов (вверху) и луявритов. Непосредственно по границе с вмещающими породами проходит тонкая микроклиновая оторочка. Фойяиты висячего бока и пегматитовые апофизы в них обогащены эвдиалитом и рамзаитом. Пегматитовое тело имеет асимметричную зональность. Нижняя зона (мощностью около 0,5 м) сложена крупнокристаллическим агрегатом микроклина, содалита, арфведсонита, эвдиалита. Ближе к осевой части в этой зоне появляются натролит, "почки" и сферолиты зеленого эгирина, пластинки ломоносовита, нептунит, серандит, пенквилксит.

Центральная зона, а также крупный апофиз (1,2 × 2,7 м) состоят в основном из микроклина, белого и розового натролита, в котором находятся многочисленные друзовые пустоты.

Верхняя зона сложена микроклином с эвдиалитом, рамзаитом, эгирином. Натролит (а иногда – анальцим и уссингит) образуют также самостоятельные мелкие (мощность 5–15 см, длина 3–10 м) жилки с однотипной минерализацией.

Кроме упомянутых выше 13 новых минералов, в пегматитовом теле и жилках присутствует около 50 минералов; большинство их весьма редки, в том числе и впервые установленные в СССР или на Кольском п-ове. Многие минералы отличаются легкоплавкостью, имеют большие объемы элементарной ячейки (в связи с упорядоченностью). Краткое описание минералов дано в порядке, принятом в табл. 1. Все редкометальные минералы, особенно умбозерит, беловит, стенструпин, сажинит, лапландит, чкаловит, ловдарит, полилитионит встречаются весьма редко и в ничтожных количествах.

Диагностика всех минералов подтверждена рентгенометрически (дебаеграммами). Продолжается изучение ряда неизвестных фаз, в том числе редкометальных стекол.

Беловит – характерный акцессорный минерал натролитовой зоны пегматитового тела, где находится в тесной ассоциации со стен-

Таблица 1

Минералы ультращелочных пегматитов

Минерал	Формула	Минерал	Формула
Фосфаты		Арфведсонит	$Na_3(MgFe)_4FeSi_8O_{22}F_2$
Беловит	$NaCeSr_3P_3O_{12}F$	Эгирин	$NaFeSi_2O_6$
Карбонаты		Серандит	$NaMnCaSi_3O_8(OH)$
Сода	$Na_2CO_3 \ 10H_2O$	Раит	$Na_2MnSi_4O_{10} \cdot 6H_2O$
		Полилитионит	$KLi_2AlSi_4O_{10}F_2$
Ломоносовит	$Na_8MnTi_4Si_4P_2O_{26}$	Маунтинит	$KNa_3Ca_2Si_8O_{20} \cdot 8H_2O$
Борнеманит	$Na_7BaTi_2NbPSi_4O_{21}F$	Натросилит	$Na_2Si_2O_5$
Вуоннемит	$Na_{11}TiNb_2P_2Si_4O_{25}F$	Чкаловит	$Na_2BeSi_2O_6$
Лейкосфенит	$Na_4BaTi_2B_2Si_{10}O_{30}$	Ловдарит	$(Na, K)_2(Be, Al)Si_3O_8 \cdot 2H_2O$
Натисит	Na_2TiSiO_5	Микроклин	$KAlSi_3O_8$
Рамзаит	$Na_2Ti_2Si_2O_9$	Нефелин	$NaAlSiO_4$
Нарсарсукит	$Na_2TiSi_4O_{11}$	Гакманит	$Na_4(AlSiO_4)_3(Cl, S)$
Лампрофиллит	$Na_6Ba_3MnTi_6Si_8O_{34}F_2$	Уссингит	$Na_2AlSi_3O_8(OH)$
Нептунит	$KNa_2LiFe_2Ti_2Si_8O_{24}$	Анальцим	$NaAlSi_2O_6 \cdot H_2O$
Ненадкевичит	$NaNbSi_2O_7 \cdot 2H_2O$	Шабазит	$NaAlSi_2O_6 \cdot 3H_2O$
Зорит	$Na_9NbTi_4Si_{12}O_{39} \cdot 14H_2O$	Натролит	$Na_2Al_2Si_3O_{10} \cdot 2H_2O$
Ильмайокит	$Na_2TiSi_3O_9 \cdot 6H_2O$	*Галоиды*	
Пенквилксит	$Na_4Ti_2Si_8O_{22} \cdot 5H_2O$	Виллиомит	NaF
Казаковит	$Na_6MnTiSi_6O_{18}$	Галит	$NaCl$
Ловозерит	$Na_4CaZrSi_6O_{17} \cdot H_2O$	*Сульфиды и арсениды*	
Эвдиалит	$Na_5Ca_2FeZrSi_8O_{23}Cl$	Сфалерит	ZnS
Нордит	$Na_3ClSrZnSi_6O_{17}$	Галенит	PbS
Стенструпин	$Na_3Ce_2MnPSi_5O_{18} \cdot 6H_2O$	Пирит	FeS_2
Умбозерит	$Na_2Sr_3ThSi_6O_{18}$	Саффлорит	$CoAs_2$
Сажинит	$Na_3CeSi_6O_{15} \cdot 6H_2O$		
Фосинаит	$Na_3(Ca, Ce)SiPO_7 \cdot H_2O$		
Лапландит	$Na_4CeTiPSi_7O_{22} \ 5H_2O$		

Таблица 2

Состав и свойства TR-фосфатов и силикофосфатов (группы ломоносовита)

Компоненты	Беловит	Ломоносовит	Бэрнеманит	Вуоннемит*
SO_3	0,48	–	0,00	–
P_2O_5	28,41	12,31	6,80	10,44
Nb_2O_5	–	4,61	8,86	27,88
Ta_2O_5	–	–	0,66	0,00
TiO_2	–	21,83	21,62	7,85
ZrO_2	–	1,97	0,25	0,00
SiO_2	0,46	25,07	25,00	21,83
ThO_2	0,11	–	–	–
TR_2O_3	22,57	–	–	–
Al_2O_3	–	0,44	0,00	0,70
Fe_2O_3	0,15	2,16	0,30	0,31
MnO	–	1,73	2,48	0,60
MgO	–	0,19	0,00	Сл.
CaO	2,40	1,84	0,77	0,20
SrO	40,62	–	0,41	–
BaO	0,38	–	13,00	–
Na_2O	2,12	25,51	19,23	29,12
K_2O	Сл.	0,17	0,00	Сл.
H_2O	1,30	1,96	–	–
F	1,33	0,17	1,40	1,80
$-O=F_2$	0,56	0,07	0,59	0,76
Сумма	99,77	99,89	100,19	99,97
Аналитик	М.Е. Казакова	Е.А. Кульчицкая	А.В. Быкова	М.Е. Казакова
D	4,03	–	3,50	3,11
2V	-0°	–	$+40^\circ$	$+80^\circ$
Ng	1,66	1,78	1,718	1,683

Таблица 2 (окончание)

Компоненты	Беловит	Ломоносовит	Борнеманит	Вуоннемит*
Np	1,64	1,67	1,683	1,638
a_0	–	–	5,48	5,53
b_0	–	–	7,10	7,16
c_0	–	–	48,2	14,55
V_0	–	–	1875	571,5

*$\alpha = 94°$, $\beta = 96°$, $\gamma = 90°$.

струпином, лапландитом, сажинитом. Он установлен также в уссингитовых прожилках совместно с нордитом, фосинаитом, казаковитом. Образует сноповидные и радиально-лучистые агрегаты игольчатых кристаллов длиной до 3 мм, имеющих шестиугольное сечение. Бесцветный, зеленоватый, реже – синий. Прозрачный. Блеск стеклянный. Химический состав (табл. 2) соответствует формуле $NaCeSr_3P_3O_{12}F$.

Сода ($Na_2Co_3 \cdot 10H_2O$) в виде порошковатого налета белого цвета, обильно развивается на поверхности всех образцов, отобранных в центральной зоне пегматитовой жилы. Она выпадает из пропитывающего породу щелочного раствора. Выделения соды установлены также в уссингитовых и анальцимовых прожилках.

Ломоносовит – характерный минерал натролитовой зоны. Образует пластинчатые кристаллы размерами до 1–3 × 10 см и веерообразные сростки. Цвет серовато-коричневый, блеск металловидный (на плоскостях спайности) или смолистый (на изломе). Химический состав (табл. 2) соответствует примерной формуле $Na_8MnTi_4Si_4P_2O_{26}$.

Борнеманит – новый бариевый минерал группы ломоносовита. Образует пластинчатые выделения по спайности ломоносовита, пленки на поверхности его кристаллов, реже – скопления изогнутых пластинок в натролите. Пластинки до 10 × 8 × 0,2 мм имеют агрегатное строение и состоят из вытянутых по оси *a* мельчайших чешуек или волокон, ориентированных субпараллельно. Цвет светло-желтый. Блеск перламутровый; $H = 4$ (микро 280). Просвечивает, реже – прозрачный. Слабо плеохроирует от буроватого (*Ng*) до бесцветного (Nm, Np). Сингония ромбическая. Плавится при 720°. Разлагается на холоду в 5%-ных HCl и HNO_3. Химический состав (табл. 2) пересчитывается на примерную формулу:

$$Na_7BaTi_2NbPSi_4O_{21}F = Na_4BaTi_2NbSi_4O_{17}F \cdot Na_3PO_4 (z = 4).$$

При кипячении минерала (как и ломоносовита) компонент Na_3PO_4 переходит в водную вытяжку.

Вуоннемит – новый ниобиевый минерал группы ломоносовита, установлен авторами и в Ловозере, и в Хибинах.

В уссингитовых и натролитовых телах Ловозера вуоннемит ассоциирует с казаковитом, фосинаитом, нордитом, умбозеритом, стенструпином, виллиомитом, ненадкевичитом. Образует пластинчатые кристаллы шириной до 1–3 см и толщиной до 0,5 мм, а также двойниковые сростки. Цвет зеленовато-желтый, бледно-розовый. Блеск стеклянный. Спайность совершенная по (001), средняя по (110) и (111). Сингония триклинная. Химический состав (табл. 2) пересчитывается на формулу:

$$Na_{11}TiNb_2P_2Si_4O_{25}F = Na_5TiNb_2Si_4O_{17}F \cdot 2Na_3PO_4.$$

Потеря фосфата натрия при обработке водой вызывает переход вуоннемита в эпистолит.

Лейкосфенит $Na_4BaTi_2B_2Si_{10}O_{30}$ (табл. 3) развит в центральной зоне пегматитового тела в ассоциации с нептунитом и нарсарсукитом. Образует зерна и псевдотетрагональные призматические кристаллы до 0,8 см. Минерал голубовато-серый, плеохроирующий (Hg > Np). Обогащен Nb (1%), TR (1,3%).

Натисит обнаружен в натролит-уссингитовом прожилке, пересекающем фойяиты и малиньиты. Ассоциирует в прожилке с чкаловитом, эгирином и вуоннемитом. Образует зерна около 1 мм и розетковидные сростки тетрагональных пластинчатых спайных кристаллов. Минерал желто-зелено-серый; $H \approx 3,5$. В обычных кислотах не растворим. По составу (определен на рентгеновском микроанализаторе "Камека") и свойствам аналогичен синтетическому веществу $Na_2TiSiO_5 = Na_2(TiO)SiO_4 (z = 2)$.

Рамзаит $Na_2Ti_2Si_2O_9$ (табл. 3) часто встречается в краевой зоне пегматитовой жилы с эвдиалитом и эгирином. Находится в изометричных выделениях черно-коричневого цвета (до 2 см). Обогащен ниобием (2,2%), железом (2,9%), замещающими титан.

Нарсарсукит $Na_2TiSi_4O_{11}$ (табл. 3) встречен в краевых частях крупных пластинчатых обособлений ломоносовита в ассоциации с раитом, зоритом, маунтинитом. Образует зерна и сферолиты (с плотным центром) до 1 см. Имеет необычную голубую окраску (и плеохроизм от голубого до бесцветного; Ne > No).

Ba–Mn–лампрофиллит $Na_6Ba_3MnTi_6Si_8O_{34}F_2$ (табл. 3) образует выделения до 1 см в ассоциации с эвдиалитом, ломоносовитом, натролитом. Они представлены пластинчатыми обособлениями и волокнами, собранными в параллельно-шестоватые, часто изогнутые агрегаты. Цвет желто-коричневый, необычно светлый (вероятно, в связи с низким содержанием суммы железа и марганца – 3,8%). Резко обогащен Ba, Mn и Nb (3%).

Нептунит $KNa_2LiFe_2Ti_2Si_8O_{24}$ широко распространен в центральной зоне пегматитового тела, часто ассоциирует с титаносиликатами (ломоносовитом, рамзаитом и др.), иногда замещая их.

Таблица 3

Состав и свойства Ti–силикатов

Компоненты	Лейкосфенит[1]	Натисит[2]	Рамзаит	Нарсарсукит[3]	Ba–Mn–лампрофиллит[4]
P_2O_5	0,51	–	0,02	–	1,70
Nb_2O_5	1,05	0,72	2,24	0,81	3,09
TiO_2	13,65	38,93	44,48	15,49	25,54
ZrO_2	–	–	0,14	0,26	0,50
SiO_2	51,90	29,77	32,77	60,00	27,53
Al_2O_3	–	–	0,71	1,59	0,31
TR_2O_3	1,30	–	–	0,15	–
Fe_2O_3	–	–	2,26	1,97	–
FeO	0,23	0,53	0,62	0,48	0,23
MnO	–	0,31	0,04	0,07	3,60
CaO	0,10	–	0,30	0,06	0,43
SrO	0,48	–	–	–	1,80
BaO	12,20	–	–	–	19,27
Na_2O	11,73	30,32	15,97	16,70	12,59
K_2O	0,17	–	0,07	0,48	1,15
H_2O	1,64	–	0,57	–	1,82
F	0,28	–	–	1,24	1,36
$-O=F_2$	0,11	–	–	0,52	0,57
Прочие	5,23	0,12	–	0,20	0,04
Сумма	100,35	100,70	100,19	100,15	100,39
Аналитик	Е.А. Кульчицкая	Я.А. Паховский	Е.А. Кульчицкая		Н.И. Забавникова
D	2,98	3,15	–	2,75	–
$-2V$	+75°	–0°	–	+0°	–
Ng	1,688	1,756	2,03	1,652	1,761
Np	1,640	1,680	1,91	1,606	1,739
a_0	9,88	6,50			
b_0	10,91	–	–	–	–
c_0	7,20	5,07	–	–	–
β	93°23′	–	–	–	–
V_0	1189	214	–	–	–

Прочие: [1] B_2O_3. [2] Ta_2O_5. [3] MgO. [4] Li_2O.

Таблица 4

Состав и свойства Ti–Zr–силикатов

Компоненты	Зорит	Ильмайокит	Пенквилксит	Казаковит	Ловозерит	Эвдиалит
P_2O_5	–	–	0,02	0,70	–	–
Nb_2O_5	6,67	–	1,08	1,40	0,56	1,12
Ta_2O_5	0,00	–	0,06	–	0,11	–
TiO_2	18,27	16,24	15,91	7,62	1,12	0,56
ZrO_2	0,00	–	2,17	0,00	16,89	13,32
SiO_2	42,69	38,56	54,69	52,44	49,82	48,58
CO_2	–	1,91	–	–	–	–
Al_2O_3	0,00	0,41	0,76	0,84	3,22	0,75
TR_2O_3	–	3,96	–	–	1,78	2,67
Fe_2O_3	0,63	0,01	0,19	2,30	0,24	0,85
FeO	0,50	–	–	–	–	4,78
MnO	0,73	–	0,01	4,40	0,56	2,93
MgO	0,18	–	Сл.	0,10	–	0,28
CaO	0,00	–	1,60	0,40	0,71	7,33
SrO	–	–	0,01	–	–	0,13
BaO	–	2,50	–	–	–	–

Na_2O	14,30	16,09	13,13	25,50	16,44	13,90
K_2O	0,64	0,64	0,09	0,47	0,58	0,44
H_2O	15,15	19,95	10,27	3,80	8,40	1,41
Cl	–	–	–	–	–	0,80
F	–	–	0,05	–	–	–
$-O=F_2, Cl_2$	–	–	0,02	–	–	0,18
Сумма	99,76	99,89	100,02	99,97	100,43	99,72
Аналитик	М.Е. Казакова*	Л.Ф. Ганнибал	Е.И. Успенская	М.Е. Казакова	Е.А. Кульчицкая	Е.И. Успенская
D	2,27	2,20	2,58	2,84	–	2,92
$2V$	+42°	+90°	+42°	–0°	–	–0°
Ng	1,683	1,579	1,662	1,648	1,572	1,615
Np	1,575	1,573	1,637	1,625		1,613
a_0	23,9	38,9	8,72	10,18	–	–
b_0	7,23	29,5	7,38		–	–
c_0	14,25	29,4	16,33	13,06	–	–
β	–	97°	–	–	–	–
V_0	2462	33480	1051	1172	–	–

*Анализ выполнен на материале А.Ф. Ефимова.

Образует черно-красные призматические (часто пойкилитовые) кристаллы и зерна до 1 см. Судя по показателям преломления (1,736–1,692), принадлежит к маломарганцевой разности.

Ненадкевичит $NaNbSi_2O_7 \cdot 2H_2O$ встречается в натролитовой зоне жилы, где образует пластинчатые выделения розового цвета толщиной до 2 мм, имеющие микроагрегатное строение. В тесных срастаниях с ним находится вуоннемит.

Зорит ассоциирует с розовым натролитом, в котором образует призматические и игольчатые кристаллы до 0,5 см, сферолиты, а также поликристаллические пластинки до $10 \times 6 \times 0{,}5$ см, представляющие собой, вероятно, псевдоморфозы по вуоннемиту или ненадкевичиту. Минерал ромбический, возможно, псевдотетрагональный ($c \approx 2a$) с пересекающейся под прямыми углами спайностью. Плеохроирует от розового до голубого, $H=4$. Химический состав (табл. 4) пересчитывается на формулу:

$$Na_{16}Nb_2Ti_8Si_{24}O_{77} \cdot 28H_2O \quad (z = 1).$$

Возможные варианты формул:

$$Na_9NbTi_4Si_{12}O_{39} \cdot 14H_2O \quad (z = 2), \quad Na_2(Ti, Nb)Si_3O_9 \cdot 3H_2O.$$

Ильмайокит установлен в ассоциации с натролитом, маунтинитом, сфалеритом, где образует ромбовидные, уплощенные кристаллы до 2 мм. Обычно ярко-желтые выделения неправильной формы до 1 см. Минерал моноклинный, дающий очень плохие монокристальные и порошковые рентгенограммы. Наиболее вероятна формула $Na_2TiSi_3O_9 \cdot 6H_2O$ ($z=112$). Возможно вхождение в минерал карбонатного аниона, не исключено и поглощение его щелочами из воздуха. Весьма неустойчив: высыхая на воздухе, растрескивается, в воде разбухает и также растрескивается.

Пенквилксит развит совместно с эгирином, раитом, маунтинитом в натролитовой зоне пегматитового тела. Образует пористые комковатые желваки белого цвета диаметром до 3–5 см, сложенные тонкозернистыми радиально-волокнистыми агрегатами. Последние непрозрачные, матовые, с шелковистым блеском, состоят из мельчайших ($0{,}0n$ мм) прозрачных, бесцветных пластинок, имеющих прямое погасание и положительное удлинение. Сингония ромбическая. Растворяется на холоду в 5%-ных HCl и HNO_3. Химический состав (табл. 4) пересчитывается на формулу: $Na_4Ti_2Si_8O_{22} \cdot 5H_2O$ ($z=2$). Вода имеет цеолитный характер, и после прогревания до 600° минерал быстро регидратируется, поглощая воду из воздуха.

Казаковит – новый минерал группы ловозерита. Развит в уссингитовых прожилках совместно с вуоннемитом, фосинаитом, норднтом. Образует в уссингите пойкилитовую вкрапленность изометричных ромбоэдрических кристаллов светло-желтого цвета размерами до 1–2 мм. Характерны простые и полисинтетические двой-

ники. Прозрачный или просвечивает. Блеск стеклянный, жирный. На воздухе тускнеет, покрывается оторочкой соды. Сингония тригональная. Химический состав (табл. 4) пересчитывается на формулу $Na_6MnTiSi_6O_{18}$ ($z = 3$).

Ловозерит – белый фарфоровидный минерал, замещающий эвдиалит по краям его зерен и по трещинам. Толщина оторочек ловозерита около 3 мм. По составу (табл. 4) от обычного красного ловозерита $Na_2CaZrSi_6O_{16} \cdot 2H_2O$ отличается высоким содержанием натрия и малым – воды ($Na_4CaZrSi_6O_{17} \cdot H_2O$), являясь переходным к цирсиналиту ($Na_6CaZrSi_6O_{18}$) (количество кислорода при этих переходах сохраняется).

Эвдиалит $Na_5Ca_2FeZrSi_8O_{23}Cl$ – распространенный минерал приконтактовой зоны пегматитового тела (с микроклином, арфведсонитом, рамзаитом). Образует округлые красно-коричневые зерна до 3 см. Имеет довольно высокие показатели преломления в связи с обогащенностью Fe (5,5%), Mn, Nb, TR (2,7%) (табл. 4).

Нордит развит как в уссингитовых прожилках, так и в центральной зоне пегматитовой жилы. Образует удлиненно-пластинчатые кристаллы и звездчатые агрегаты размерами до 1 см. Характерно большое разнообразие окрасок нордита: белая, серая, желтоватая, розоватая, голубоватая. Новым химическим анализом (табл. 5) у минерала впервые обнаружено почти полное отсутствие кальция и, соответственно, резкое обогащение стронцием. Его формула $Na_3CeSr \times ZnSi_6O_{17} \cdot (z = 4)$.

Стенструпин образует редкие изометричные выделения до 4 см, преимущественно в центральной зоне пегматитовой жилы. Буровато-черный, с раковистым изломом и смолистым блеском. Рентгеноаморфный, оптически изотропный. Плавится при низких температурах (880°), что при обогащенности натрием, фосфором и водой (табл. 5) наводит на мысль о большем сходстве не с метамиктными, а с коллоидными и особенно стекловатыми минералами. Примерная формула минерала: $Na_3Ce_2MnPSi_5O_{18} \cdot 6H_2O$, общего типа (Na, Ce, Mn) (P, Si)$O_3 \cdot H_2O$. Вероятны замещения NaCe=2Ca и NaP = CaSi. Изученный минерал по низкому содержанию тория (замещающего редкие земли) и высокому – Na, P ближе к стенструпину Илимаусака, чем к обычным ловозерским стенструпинам. От последних отличается и пониженным показателем преломления (в связи с сбогащенностью H, Na, P). В краевых частях выделений стенструпин часто интенсивно изменен в розовый NaCe-фосфат (Хомяков и др., 1973).

Умбозерит установлен в незначительных количествах в уссингитовых прожилках в ассоциации с вуоннемитом, беловитом, казаковитом. Образует неправильные и удлиненно-призматические выделения до 4 мм тетрагонального габитуса. Окраска от бутылочно-зеленой до зеленовато-бурой. Излом раковистый, блеск стеклянный. Минерал метамиктный, оптически изотропный, рентгеноаморфный. После прокаливания дает сложную дебаеграмму с глав-

Таблица 5

Состав и свойства TR–силикатов

Компоненты	Нордит[1]	Стенструпин[2]	Умбозерит	Сажинит	Фосинаит[3]	Лапландит
P_2O_5	–	5,38	–	1,05	20,50	9,62
Nb_2O_5	–	0,22	0,00	0,65	–	1,88
TiO_2	–	1,08	0,30	1,06	0,00	4,08
ZrO_2	–	0,72	–	–	–	0,00
ThO_2	–	5,70	17,60	1,30	–	–1,32
SiO_2	44,95	27,66	37,10	46,28	23,78	40,94
CO_2	–	2,59	–	–	–	–
Al_2O_3	0,83	0,44	0,00	0,80	–	0,94
TR_2O_3	21,02	24,10	0,30	21,15	13,80	16,79
Fe_2O_3	–	2,00	1,80	0,26	0,49	0,64
FeO	2,05	–	–	–	–	–
MnO	3,50	7,03	2,20	0,06	1,90	0,20
MgO	1,17	Сл.	0,00	–	0,00	1,02
CaO	1,75	2,97	0,20	0,50	5,39	0,56
SrO	9,02	–	27,70	–		–

BaO	0,58	–	2,00	–	–	–
Na_2O	11,28	8,54	6,13	11,20	28,78	9,81
K_2O	–	0,38	0,74	1,21	0,47	1,88
H_2O	–	10,86	0,43	14,04	4,41	9,33
Прочие	3,48	0,16	–	–	0,24	–
Сумма	99,63	99,80	96,80	99,56	99,76	99,01
Аналитик	А.В.Быкова	Е.А.Кульчицкая	Л.С.Дудыкина	М.Е.Казакова	А.В.Быкова	М.Е.Казакова
D	3,49	3,47	3,60	2,6	3,00	2,83
2*V*	–	–	–	+47°	–70°	–28°
Ng	1,650	1,624	1,640	1,544	1,573	1,585
Np	1,620			1,525	1,570	1,568
a_0	5,19	–	–	7,35	12,24	7,27
b_0	14,47	–	–	7,50	14,59	14,38
c_0	9,96	–	–	15,62	7,20	22,25
V_0	746,8	–	–	861	1286	3200

Прочие: [1] ZnO. [2] F 0,26.– 0 = F_2 0,10. [3] Li_2O.

ными линиями ThO_2 (a_0 = 5,6 Å). Микрозондовый и неполный химический анализы (табл. 5) приводят к формулам $Na_3Sr_4ThSi_8O_{23}(OH)$ или $Na_2Sr_3ThSi_6O_{18}$ общего типа $ASiO_3$.

Сажинит редко встречается в натролитовой зоне пегматитовой жилы в тесной ассоциации с нептунитом. Иногда замещает стенструпин. Образует таблитчатые кристаллы до 5 × 5 × 1 мм, а также мелкозернистые агрегаты до 3 см. Минерал ромбический, псевдотетрагональный. Цвет белый, кремовый. Блеск стеклянный и шелковистый. Оптическая ориентировка: a=Ng, b=Nm, c=Np. Примерная химическая формула: $Na_3CeSi_6O_{15} \cdot 6H_2O$ (z=2) (табл. 5).

Фосинаит установлен в Хибинах и в Ловозере в уссингитовых и натролитовых прожилках. Ловозерский минерал ассоциирует с вуоннемитом, казаковитом, умбозеритом. Образует шестоватые кристаллы до 5 × 1 мм, лучистые сростки. Окраска розовая, коричневая. Сингония ромбическая. Спайность несовершенная по (100), (010), (001). Блеск стеклянный. Примерная формула: $Na_3(Ca, Ce)SiPO_7 \cdot H_2O$ (z=6) (табл. 5).

Лапландит установлен в центральной зоне жилы в виде редких радиально-волокнистых выделений диаметром до 1 см и веерообразных чешуйчатых агрегатов. Чешуйки толщиной около 0,01 мм уплошены по оси c. Электронографически установлена ромбическая симметрия и дифракционная группа Pmmm. Цвет в агрегатах серый, с желтым и голубым оттенком. Блеск стеклянный. Пересчет анализа (табл. 5) приводит к примерной формуле: $Na_4CeTiPSi_7O_{22} \cdot 5H_2O$ (z=4). Возможный вариант формулы: $Na_5CeTiP_2Si_9O_{29}$ (z=3). В натролитовой зоне пегматитового тела ассоциирует с беловитом, нордитом, серандитом, стенструпином, зоритом и др.

Арфведсонит $Na_3(Mg, Fe)_4FeSi_8O_{22}F_2$ – широко распространенный минерал краевой зоны жилы, где образует призматические кристаллы до 10 см и их лучистые сростки. Цвет зелено-черный, плеохроизм в зеленых тонах. Судя по показателям преломления (Ng = 1,670, Nm = 1,667, Np = 1,656) – обычный для Ловозера магнезиоарфведсонит. В натролитовой зоне встречены также небольшие тонкоигольчатые и волокнистые выделения другого характерного ловозерского амфибола – магнезиорибекита. Спектральным анализом обоих амфиболов установлено повышенное содержание в них марганца и лития.

Эгирин $NaFeSi_2O_6$ – один из главных минералов краевой зоны пегматитового тела, где образует темно-зеленые игольчатые кристаллы. Известен и в центральной зоне в виде светло-зеленых сферолитов и "почек" до 5 см. Оптические свойства (Ng = 1,812; Nm = 1,797, Np = 1,763; cNp = 0°) соответствуют почти чистому эгирину. Спектральный анализ показывает обогащение эгирина Mn, Zr, Nb.

Серандит – широко распространенный минерал центральной зоны и уссингитовых прожилков. Образует призматические кристаллы и уплощенные выделения до 5 см. Цвет бело-розовый, блеск стек-

лянный. В составе минерала $Na(Mn, Ca)_2Si_3O_8(OH)$ (табл. 6) марганец слегка преобладает над изоморфным с ним кальцием, так что минерал должен быть отнесен к Ca–серандиту (а не Mn–пектолиту). Характерно повышенное (более 1%) содержание замещающих эти элементы редких земель и железа.

Раит установлен в центральной зоне жилы, где образует корочки из радиально–лучистых сростков с плотной серединой, нарастающие на стенки пустот в натролите, эвдиалите и рамзаите. Иногда срастается с волокнистым эгирином, маунтинитом и зоритом. Кристаллы раита размерами 2 × 0,4 мм. Цвет золотистый; плеохроизм от бурого (Ng) до бесцветного (Np). Сингония ромбическая, пространственная группа $C222_1$. Растворяется в кислотах и плавится при 745°. Химический состав (табл. 6) пересчитывается на примерную формулу: $Na_2MnSi_4O_{10} \cdot 6H_2O$ (z=8). Возможный вариант формулы: $Na_4Mn_3Si_8O_{21} \cdot 12H_2O$. Содержит также около 3% железа и титана, вероятно замещающих марганец.

Полилитионит $KLi_2AlSi_4O_{10}F_2$ образует в натролите скрытокристаллические линзовидные выделения до 4 см белого, сероватого и розоватого цвета; $N_{ср}$ = 1,552. Спектральным анализом обнаружены Nb, Ti, Ba.

Маунтинит выполняет пустоты в кавернозном натролите центральной зоны пегматитового тела. Ассоциирует с раитом, содой и др. Образует рыхлые снежно–белые и голубоватые выделения диаметром до 1 см, сложенные бесцветными, прозрачными со стеклянным блеском, шестоватыми кристаллами длиной до 1–2 мм. Химический состав пересчитывается на формулу: $KNa_3Ca_2Si_8O_{20} \cdot 8H_2O$ (z = 4). От эталонного маунтинита Южной Африки ловозерский минерал отличается более низким содержанием кальция, более высоким – щелочей и воды, присутствием алюминия.

Натросилит установлен в пегматите с микроклином, анальцимом, натролитом, арфведсонитом и ломоносовитом. Образует псевдогексагональные пластинчатые кристаллы до 6 × 6 × 4 см и мелкие зерна неправильной формы. Содержит включения уссингита и вуоннемита. Минерал моноклинный ($P2_1/a$), бесцветный, с совершенной слюдоподобной спайностью, шелковистым блеском, $H \approx 3$. Пересчеты химического и микрозондового анализов приводят к формуле: $Na_2Si_2O_5$ (z=4). Аналогичное синтетическое вещество известно как β–$Na_4Si_4O_{10}$. Натросилит, как и это вещество, разлагается водой и слабыми кислотами. Плавится при 850°. На дневной поверхности натросилит мутнеет, покрываясь порошком соды.

Чкаловит встречается в натролите центральной зоны жилы и апофиза. Образует кристаллы октаэдрического габитуса и зерна неправильной формы размерами до 5 см в диаметре. Бесцветный или голубой, водяно–прозрачный с сильным стеклянным блеском. По химическому составу (табл. 6) близко соответствует теоретической формуле: $Na_2BeSi_2O_6$.

Ловдарит – новый минерал, слагает плотные фарфоровидные оторочки толщиной до 0,5–3 см вокруг выделений чкаловита, а

Таблица 6

Состав и свойства щелочных силикатов

Компоненты	Серандит[1]	Раит[2]	Маунтинит	Натросилит	Чкаловит	Ловдарит[3]	Натролит
TiO_2	0,24	3,11	–	–	–	0,15	0,02
ZrO_2	0,04	0,16	–	–	–	–	–
SiO_2	50,33	46,20	51,57	66,03	57,64	56,13	48,95
CO_2	0,13	0,40	0,87	–	–	–	–
Al_2O_3	0,17	0,12	2,31	–	–	1,77	23,98
TR_2O_3	1,19	0,16	–	–	–	–	–
Fe_2O_3	0,81	1,86	–	–	0,10	0,18	0,00
FeO	0,45	0,37	–	–	0,00	0,00	–
MnO	19,81	15,00	–	–	Сл.	0,003	–
MgO	0,43	0,20	0,00	–	"	0,06	0,17
CaO	14,73	1,24	10,07	–	0,46	0,49	0,05
BeO	–	–	–	–	12,32	6,90	–
Na_2O	8,76	11,24	10,15	33,96	28,86	14,95	14,70
K_2O	0,04	0,17	4,43	0,01	0,29	6,28	0,94
H_2O	2,86	19,37	17,76	–	0,78	12,29	9,90

П.п.п.	–	–	2,47	–	–	–	0,87
Прочие	0,15	0,44	–	–	–	0,25	–
Сумма	100,14	100,04	99,63	100,00	100,45	99,50	99,58
Аналитик	Е.А. Кульчицкая		Т.С.Романова	Л.Ф.Ганнибал	Е.А.Кульчицкая	Е.И. Успенская	Т.С. Романова
D	3,21	2,39	2,38	2,48	2,66	2,33	2,20
$2V$	$+51^{o}$	$+53^{o}$	$+76^{o}$	-55^{o}	$+80^{o}$	$\pm 90^{o}$	$+0^{o}$
Ng	1,665	1,550	1,513	1,521	1,554	1,518	1,494
Np	1,635	1,540	1,500	1,507	1,549	1,513	1,486
a_0	–	30,6	13,6	12,30	–	38,79	–
b_0	–	5,31	13,2	4,88	–	6,78	–
c_0	–	18,20	13,6	8,27	–	7,01	–
β	–	–	104^{o}	104^{o}			
V_0	–	2957	2369	481	–	1844	–

Прочие: [1] SrO; [2] Nb_2O_5; [3] BaO 0,20, F 0,07, $-O = F_2$ 0,02.

также радиально-лучистые сростки уплощенных шестоватых кристаллов длиной до 1 мм. Кристаллы бесцветны, прозрачны, со стеклянным блеском. Фарфоровидные агрегаты белые, светло-кремовые, непрозрачные, с матовым или шелковистым блеском. Сингония ромбическая. Химический анализ (табл. 6) пересчитывается на формулу: $(Na, K)_2(Be, Al)Si_3O_8 \cdot 2H_2O$ ($z = 16$).

Микроклин $KAlSi_3O_8$ – породообразующий минерал краевой зоны пегматитовой жилы, где образует белые призматические кристаллы около 7 см. Встречается и в центральной зоне. По химическому составу – чисто калиевый полевой шпат, в отличие от микроклин-пертита вмещающих пород, содержащего 4% Na_2O (в виде альбита).

Нефелин $NaAlSiO_4$ отмечается в краевой зоне пегматитового тела.

Гакманит $Na_4(AlSiO_4)_3(Cl, S)$ образует резорбированные кристаллы до 2 см. Имеет характерное свечение в ультрафиолетовом свете.

Уссингит $Na_2AlSi_3O_8(OH)$ встречается в виде почти мономинеральных прожилков до 5 см мощностью, сложенных крупнозернистыми и массивными агрегатами белого и фиолетово-розового цвета.

Анальцим $NaAlSi_2O_6 \cdot H_2O$ встречается в форме белых зернистых выделений до 2 см в центральной зоне пегматитового тела.

Шабазит $NaAlSi_2O_6 \cdot 3H_2O$ и другие цеолиты находятся в пустотах друз центральной зоны в виде обособлений до 0,5 см.

Натролит в виде плотных зернистых, опаловидных и пористых масс розового и белого цвета слагает центральную часть и апофиз пегматитового тела. Наряду с обычным (ромбическим) натролитом авторами встречена его тетрагональная модификация. Недавно установленный в Илимаусаке тетрагональной (судя по форме пиков на дифрактограмме) натролит выполняет трещины и пустоты в уссингитовых прожилках, образуя корочки и радиально-лучистые сростки прозрачных бесцветных игольчатых кристаллов с отчетливой спайностью по призме и пинакоиду. По составу тетрагональный натролит несколько отличается от обычного $(Na_2Al_2Si_3O_{10} \cdot 2H_2O)$ повышенным отношением Si : Al (1,7 вместо 1,5).

Виллиомит NaF характерен для анальцимовых прожилков. В шлировидных обособлениях анальцима кристаллы виллиомита, проросшие иглами эгирина, достигают нескольких сантиметров в поперечнике.

Галит $NaCl$ обнаружен в рыхлой массе (натролит, маунтинит, раит, зорит, нептунит), заполняющей полости до 40 × 40 × 60 см в пегматитовой апофизе. Образует мелкие прозрачные кристаллы и их сростки.

Сфалерит ZnS, представленный бледно-желтым безжелезистым клейофаном, характерен для натролитовой зоны и уссингитовых прожилков. Образует в натролите и уссингите пластинчатые кристаллы шириной до 5 см, обладающие алмазным блеском.

Галенит PbS распространен совместно со сфалеритом. Образует кубические кристаллы до 5 мм в поперечнике.

Саффлорит CoAs образует в натролите удлиненные пластинчатые кристаллы размерами до 0,1 × 1 × 5 мм.

Помимо описанных минералов в протолочных пробах пегматита установлено присутствие лопарита, магнетита, пирита, пирротина, битума, ринкита, минералов типа чинглусуита. Рассмотрим распределение между минералами отдельных химических элементов.

Литий образует полилитионит (до 7% Li_2O) и нептунит, входит в состав арфведсонита и рибекита.

Рубидий и цезий замещают калий в полилитионите и микроклине.

Натрий входит в состав виллиомита, натролита, уссингита, эгирина, арфведсонита, а из редкометальных минералов – чкаловита, казаковита, ловозерита и др.

Калий образует микроклин, ловозерит, нептунит, маунтинит.

Бериллий сконцентрирован в основном в чкаловите (12% BeO) и продуктах его изменения: ловдарите (а также эпидидимите, бериллите).

Магний входит в состав амфиболов (обычно около 10% MgO).

Кальций – составная часть эвдиалита (7,3% CaO), маунтинита.

Стронций сконцентрирован в умбозерите (28% SrO), беловите (41%), нордите.

Барий образует лампрофиллит (20% BaO), лейкосфенит, борнеманит, а также замещает стронций в предыдущих минералах.

Бор определен только в лейкосфените (5% B_2O_3).

Алюминий входит в состав многих щелочных силикатов: полевых шпатов, содалита, уссингита, натролита и др. В этих минералах алюминий замещается галлием.

Редкоземельные элементы образуют ряд собственных минералов (беловит, "Na–Ce–фосфат", стенструпин, фосинаит, лапландит, сажинит, нордит). Состав TR обычный, цериевый. Относительно обогащены лантаном лапландит, нордит, беловит. Небольшие количества TR (0,1–3%) содержат ильмайокит, нарсарсукит, лейкосфенит, ловозерит, эвдиалит, серандит, раит. В составе редкоземельных элементов отмечается обогащение иттрием и тяжёлыми лантаноидами (Sm, Gd) у эвдиалита, ловозерита, серандита, нарсарсукита, лейкосфенита – минералов Zr, Ti, Mn.

Углерод входит в состав битумов и карбонатов (содовых), а кремний – многочисленных силикатов (полевых шпатов, натролита и др.).

Титан образует ряд щелочных силикатов: рамзаит (45% TiO_2), ломоносовит, ильмайокит и др.

Цирконий и гафний связаны главным образом с эвдиалитом, который замещается ловозеритом (16% ZrO_2), эльпидитом.

Торий входит в состав умбозерита, стенструпина и замещает редкие земли в ряде других цериевых минералов.

Фосфор образует беловит, стенструпин, "розовый фосфат" и минералы группы ломоносовита.

Ниобий концентрируется в самостоятельных силикатах – вуонниемите (28% Nb_2O_5) (борнеманите, эпистолите), зорите, ненадкевичите. Около 1% Nb_2O_5 содержится во всех минералах титана (лейкосфените, нарсарсуките) и циркония (эвдиалите и др.)

Танталом ниобиевые минералы весьма бедны. 0,1% Ta_2O_5 отмечено в ловозерите и натисите, 0,66% – в борнеманите.

Железо образует эгирин (Fe^{3+}), арфведсонит (Fe^{2+}), нептунит, эвдиалит.

Марганец концентрируется в виде серандита, раита, стенструпина. Замещает и железо в перечисленных выше его минералах.

Фтор сосредоточен в виллиомите, но широко распространен и во многих силикатах: арфведсоните, полилитионите, лампрофиллите и др.

Хлор сконцентрирован в содалите, эвдиалите и галите.

Сера входит в состав содалита (гакманита) и образует сульфиды (сфалерит и др.). В них концентрируются цинк и ряд других халькофильных элементов.

С мышьяком ассоциируют Co, Ni (саффлорит).

Из приведенного обзора следует, что геохимически характерными элементами рассмотренных образований можно признать: Na, Li, Be, Sr, Ba, B, TR, C, Ti, Zr, Th, P, Nb, Mn, F, Cl, S.

В пегматитах г. Карнасурт можно выделить три главные парагенетические ассоциации: пегматитовую, гидротермально–пневматолитовую и эпитермальную. В высокотемпературных условиях краевых зон концентрируются (в эгирине, микроклине, эвдиалите и др.) Fe, K, Ti, Zr, Cl. Концентрация натрия и прочих характерных элементов, прежде всего редких (Nb, Mn, Be, Li, Sr, Ba, TR, Th, F, C, S), происходит (в чкаловите, серандите, стенструпине и др.) в гидротермально–пневматолитовую стадию в центральной натролитовой зоне пегматитовых тел и уссингитовых прожилках (с уссингитом обычно ассоциируют менее водные минералы, чем с натролитом). В третьей, эпитермальной (и отчасти гипергенной) ассоциации в пустотах друз цеолитов и по трещинам находятся многоводные минералы тех же элементов (ильмайокит, пенквилксит, раит, лапландит, сажинит, тетрагональный натролит, маунтинит, сода), часто образующиеся при переотложении, изменении и гидролизе минералов ранних ассоциаций (ловдарит по чкаловиту и др.).

Рассмотренные пегматиты и гидротермалиты г. Карнасурт сходны с другими дериватами науяитов и фойяитов Ловозера (г. Пункаруайв и др.) и Илимаусака (Юго–Западная Гренландия). Однако их отличает уникальная обогащенность натрием – в виллиомите, соде, а также в редкометальных безалюминиевых силикатах групп ломоносовита, ловозерита, чкаловита, фосинаита, в которых около 30% Na_2O сочетается с Nb, Ti, Zr, TR, Be. Намечаются также отличия от других пород Ловозера по богатству B, Ba, C. Специфика отдельных массивов проявляется в обогащении ультращелочных пегматитов Ловозера Sr, Nb, Ce, Хибин – Ba, Ti, Zr, Илимаусака – Sn, Tl, Cs.

ЛИТЕРАТУРА

Буссен И.В., Ганнибал Л.Ф., Гойко Е.А., Мерьков А.Н., Недорезова А.П. Ильмайокит – новый минерал из Ловозерских тундр. – Зап. Всес. Мин. об-ва, 1972, ч. 101, вып. 1.

Буссен И.В., Денисов А.П., Забавникова Н.И., Козырева Л.В., Меньшиков Ю.П., Липатова Э.А. Вуоннемит – новый минерал. – Зап. Всес. Мин. об-ва, 1973, ч. 102, вып. 4.

Буссен И.В., Латышева Л.Г., Меньшиков Ю.П. и др. Маунтинит – первая находка в Советском Союзе. – ДАН СССР, 1973, 210, № 3.

Буссен И.В., Меньшиков Ю.П., Мерьков А.Н., Недорезова А.П., Успенская Е.И., Хомяков А.П. Пенквилксит – новый гидросиликат титана и натрия.– ДАН СССР, 1974, 217, № 5.

Власов К.А., Кузьменко М.В., Еськова Е.М. Ловозерский щелочной массив. Изд-во АН СССР, 1959.

Еськова Е.И., Семенов Е.И., Хомяков А.П., Казакова М.Е., Сидоренко О.В. Лапландит – новый минерал. – Зап. Всес. Мин. об-ва, 1974, ч. 103, вып. 5.

Еськова Е.М., Семенов Е.И., Хомяков А.П., Казакова М.Е., Шумяцкая Н.Г. Сажинит – новый силикат натрия и редких земель. – Зап. Всес. Мин. об-ва, 1974, ч. 103, вып. 3.

Еськова Е.М., Семенов Е.И., Хомяков А.П., Лебедева С.И., Дубакина Л.С., Мерьков А.Н. Умбозерит – новый минерал. – ДАН СССР, 1974, 216, № 1.

Капустин Ю.Л., Хомяков А.П., Семенов Е.И., Еськова Е.М., Быкова А.В., Пудовкина З.В. Фосинаит – новый редкоземельный минерал. – Зап. Всес. Мин. об-ва, 1974, ч. 103, вып. 5.

Меньшиков Ю.П., Буссен И.В., Гойко Е.А., Забавникова Н.И., Мерьков А.Н., Хомяков А.П. Борнеманит – новый силикофосфат натрия, титана, ниобия и бария. – Зап. Всес. Мин. об-ва, 1975, ч. 104, № 3.

Меньшиков Ю.П., Денисов А.П., Успенская Е.И., Липатова Э.А. Ловдарит – новый водный бериллосиликат щелочей. – ДАН СССР, 1973, 213, № 2.

Меньшиков Ю.П., Пахомовский Я.А., Гойко Е.А., Буссен И.В., Мерьков А.Н. Природный тетрагональный титаносиликат натрия – натисит. Зап. Всес. Мин. об-ва, 1975, ч. 104, №. 3.

Мерьков А.Н., Буссен И.В., Гойко Е.А., Кульчицкая Е.А., Меньшиков Ю.П., Недорезова Л.П. Раит и зорит – новые минералы из Ловозерских тундр. – Зап. Всес. Мин. об-ва, 1973, ч. 102, вып. 1.

Семенов Е.И. Минералогия Ловозерского щелочного массива. Изд-во "Наука", 1972.

Тимошенков И.М., Меньшиков Ю.П., Ганнибал Л.Ф., Буссен И.В. Природный силикат натрия – натросилит из Ловозерского массива.– Зап. Всес. Мин. об-ва, 1975, ч. 104, № 3,

Хомяков А.П., Семенов Е.И., Еськова Е.М., Быкова А.В., Катаева З.Т. О химической формуле и парагенезисе нордита. Сб. "Минералогич. исследования", вып. 3. Изд. ИМГРЭ, 1973.

Хомяков А.П., Семенов Е.И., Еськова Е.М., Воронков А.А. Казаковит – новый минерал из группы ловозерита. – Зап. Всес. Мин. об-ва, 1974, ч. 103, вып. 3.

Хомяков А.П., Семенов Е.И., Быкова А.В., Воронков А.А., Смольянинова Н.Н. Новые данные о ловдарите. – ДАН СССР, 1975, 221, № 3.

Хомяков А.П., Семенов Е.И., Еськова Е.М., Казакова М.Е., Шумяцкая Н.Г., Рудницкая Е.С. Вуоннемит из Ловозера. – Изв. АН СССР, Геол., № 8, 1975, № 8.

Р. П. Тихоненкова, М. Е. Казакова

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВЛАСОВИТЕ И УСЛОВИЯХ ЕГО ОБРАЗОВАНИЯ

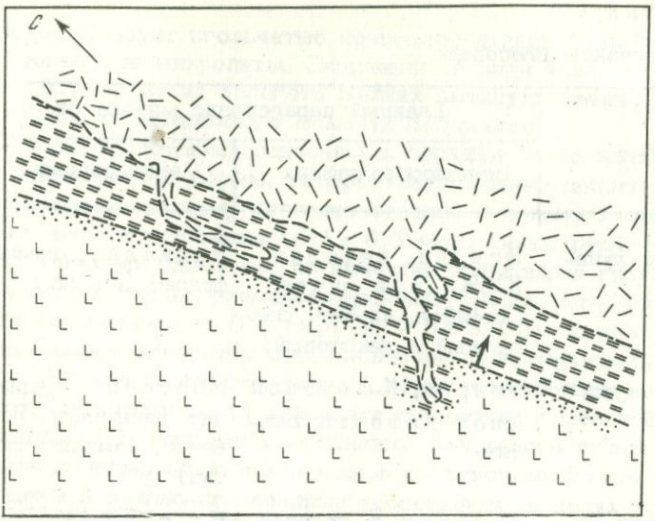
Цирконосиликат натрия – власовит после его первой находки в Ловозерском массиве в 1958 г. (Тихоненкова, Казакова, 1961) был обнаружен в щелочных массивах Северного Прибайкалья (Портнов, Расцветаева, 1966), о-ва Возрождения (Fleet, Cann, 1967) и Канады (Gittins a.o., 1973). В последнее время власовит встречен нами в нескольких новых районах Ловозерского массива, а также в Хибинском щелочном массиве. В результате этих находок установлено, что власовит встречается в весьма разнообразных по составу и генезису щелочных образованиях.

Ранее (Тихоненков, Тихоненкова, 1962) нами указывалось о второй находке власовита в Ловозерском массиве в виде акцессорного минерала в фенитах, образующихся по породам вулканогенной ловозерской свиты. Однако тогда мы не могли выделить материала, достаточного для его минералогического исследования. Позже нам удалось обнаружить власовит в этих образованиях в более значительных количествах. Выяснилось, что для Ловозерского массива власовит – весьма распространенный и характерный минерал. Он встречается в контактовых зонах массива с вмещающими гнейсами не только в районе г. Вавнбед, но и на г. Пункаруайв и г. Киткньюн. В этих районах власовит развит исключительно в тех участках эвдиалит-микроклиновых апогнейсовых фенитов и приконтактовых пегматоидных фаций нефелиновых сиенитов, где отсутствует нефелин и отмечается развитие мелкозернистого альбита, ассоциирующего с поздним игольчатым черным эгирином.

В породе одновременно присутствуют эвдиалит и власовит, причем отмечаются оторочки власовита вокруг эвдиалита. Замещение эвдиалита власовитом, очевидно, идет не псевдоморфно, а путем растворения эвдиалита и заимствования некоторых элементов его состава. К-полевой шпат лишь частично корродируется мелкозернистым альбитом, но, по-видимому, он устойчив в ассоциации с власовитом. Точно так же сохраняются и зерна амфибола. Вполне возможно, что мелкозернистый альбит развит на месте нефелина.

Таким образом, в апогнейсовых фенитах власовит – более поздний по отношению к эвдиалиту, образовавшемуся на последних стадиях фенитизации, о чем свидетельствует интерстиционный характер развития эвдиалита в фенитах. В то же время развитие власовита пространственно сопряжено с мелкозернистым агрегатом альбита и игольчатого эгирина, образующихся на начальных стадиях процесса альбитизации до формирования относительно более позднего лейстового альбита.

Экспериментальные данные (Иванов, 1962) по процессу альбитизации сланцев, по составу близких к гнейсам, свидетельствуют об образований эгириновых альбититов ниже 500°. При таких же тем-



Условия развития власовитсодержащих пород на южном склоне г. Пьялкимпорр, Ловозерский массив

1 – эвдиалитовые луявриты, *2* – афанитовые и микропорфировидные серые луявриты, *3* – зоны фенитизации порфиритов – развитие меланократовых гнейсовидных пород, *4* – трахибазальтовые порфириты

пературах и условиях среды образуется фаза власовита, полученная при изучении циркониевых систем (Michel-Levy, 1962). Таким образом, геологические и экспериментальные данные свидетельствуют о пневматолито–гидротермальных условиях образования власовита в контактовых зонах щелочных массивов. Власовит здесь возникает при смене высокотемпературного щелочного метасоматоза магматической стадии (фенитизации) относительно более кислотным метасоматозом ранней послемагматической стадии.

В резко отличных от описанных выше условиях отмечен власовит в северной части Ловозерского массива, на южных склонах г.Пьялкимпорр. В этом участке в зоне контакта с эвдиалитовыми луявритами встречаются многочисленные ксенолиты – останцы пород кровли ловозерской вулканогенно–осадочной свиты (Тихоненкова, 1972). По контакту ксенолитов, отвечающих по составу трахибазальтам, с эвдиалитовыми луявритами развиты своеобразные разности тонкозернистых афанитовых и микропорфировидных луявритов серого и зеленовато–серого цвета с тонкогнейсовидным строением. Этот район очень плохо обнажен; выходы пород часто имеют глыбовый характер. Однако можно видеть, что серые афанитовые луявриты слагают небольшие тела (мощностью от нескольких сантиметров до 0,7–1 м), которые мигматитоподобно переслаиваются с эвдиалитовыми луявритами и эффузивами. Эффузивы в значительной степени изменены. В отдельных телах (см. фигуру) отмечается смена пород от измененных эффузивов состава трахибазальтов через тонкозер-

Таблица 1

Парагенезисы власовита

Порода	Главный парагенезис минералов	
	породообразующих	акцессорных
Эвдиалитовый луяврит	Эгирин, нефелин, К-полевой шпат (амфибол, альбит, шахматный и лейстовый)	Эвдиалит, лампрофиллит (апатит)
Афанитовый серый луяврит	Эгирин, К-полевой шпат, нефелин, альбит	Власовит, эвдиалит (ильменит, ловенит, рамзаит, апатит)
Зона изменения эффузивов-меланократовые гнейсовидные породы	Амфибол, К-полевой шпат, нефелин (эгирин, альбит)	Розенбушит, сфен, апатит
Трахибазальты, начальная стадия их изменения	Амфибол, эгирин (нефелин, К-полевой шпат)	Сфен, титан-ловенит (ильменит, апатит)

Выделены (разрядкой) преобладающие минералы, в скобках - минералы второстепенные.

нистые афанитовые луявриты к эвдиалитовым луявритам. При этом возникает четкая приконтактовая зональность. Она выражается в определенной смене парагенезисов породообразующих и акцессорных минералов в направлении от эффузивов к эвдиалитовым луявритам (табл. 1), что подчеркивает метасоматическое преобразование эффузивов.

Наиболее крупные выделения власовита приурочены к афанитовым и микропорфировидным луявритам серого цвета с микрогнейсовидным, полосчатым строением. Власовит встречен в виде скоплений (размер до 1,2 × 0,6 см), состоящих из неправильных призматических зерен. В отдельных случаях наблюдались сравнительно крупные (до 1× 0,6 см) прозрачные кристаллы власовита.

В афанитовых серых луявритах микроскопически почти всегда обнаруживается микропорфировидное строение. Порфировидные выделения представлены власовитом, эвдиалитом, линзовидными обособлениями цеолитов, короткопризматическими зернами щелочного амфибола, эгирина, К-полевого шпата. Основная масса состоит из ориентированных скоплений кристаллов эгирина, К-полевого шпата, нефелина, эвдиалита.

Эгирин образует игольчатые кристаллы длиной 0,2–0,8 мм, а также тончайшие микролиты. Скопления эгирина чередуются с прослоями, состоящими из агрегата мелких вытянутых зерен микроклин-пертита, часто замещенного шахматным альбитом.

Эвдиалит представлен одиночными зернами слабо вытянутой и почти изометричной формы, которые расположены цепочкой параллельно ориентированному агрегату эгирина и полевого шпата. Размеры их весьма устойчивы (0,1 × 0,3 мм). Более редки зерна эвдиалита таких же размеров, но имеющие правильные грани.

Власовит образует гломеропорфировые и микропорфировидные выделения (размерами от 0,5 × 0,4 до 2,5 × 3 мм), которые окружены и пронизаны агрегатом субпараллельно ориентированных зерен эгирина. Мелкие неориентированные зерна и микролиты эгирина наблюдаются и внутри зерен власовита совместно с мельчайшими неправильными и округлыми выделениями К-полевого шпата. Порфировидные выделения власовита окружены основной массой и часто превращены в очково-линзовидные обособления, в краях которых иногда отмечаются мельчайшие агрегаты цеолитов и гидроокислов железа.

Ильменит образует неправильные выделения, разобщенные К-полевым шпатом на агрегаты более мелких и неправильных зерен, с внешних краев замещенных лейкоксеном.

В основной массе породы власовит также пространственно отделен от эвдиалита, и их взаимоотношения не наблюдались. Он приурочен к относительно наиболее лейкократовым существенно полевошпатовым полосам пород. Среди К-полевого шпата образует короткопризматические кристаллы размерами до 0,2 × 0,15 мм с микропойкилитовыми включениями К-полевого шпата. Характерна весьма совершенная спайность по (010) и (001). Угасание: $cNg = 0^{o}$, $cNp = 5–11^{o}$

О времени выделения власовита в этих породах судить чрезвычайно трудно. С одной стороны, зерна его содержат включения эгирина и К-полевого шпата, а с другой – они обтекаются трахитоидной основной массой из эгирина и К-полевого шпата, часто превращаясь при этом в вытянутые линзовидные обособления. Судя по общей бластопорфировидной структуре афанитовых луявритов и грано-нематобластовой структуре их основной массы, эти породы претерпели значительную перекристаллизацию, которая не позволяет обнаружить четкие первичные соотношения минералов. Афанитовые луявриты представляют собой либо мелкие магматические инъекции в ксенолиты вулканогенных пород ловозерской свиты, либо конечные продукты метасоматического изменения эффузивов в контакте с эвдиалитовыми луявритами на стадии перехода фенитов в магматические породы (реоморфизм). По составу и содержанию акцессорных минералов эти реоморфные серые афанитовые луявриты отличаются от магматических эвдиалитовых луявритов и жильных зеленых порфировидных (полевошпатовых) луявритов (табл. 2), широко распространенных в верхних частях Ловозерского массива.

Таблица 2

Содержание (в г/т) акцессорных минералов в породах

Минералы	Афанитовый серый луявр-рит	Порфировидный зеленый луявр-рит	Порфировидный ловозеритовый луявр-рит	Эвдиалитовый луявр-рит
Магнетит	–	–	–	0,07
Ильменит	2425	24	0,1	3
Лопарит красный	>500	–	0,2	0,4
" черный	–	2,3	198	0,4
Сфен	2382	5	16	569
Рамзаит	0,3	46	50	189
Лампрофиллит	1695	5700	9180	999
Гранат	0,2	0,01	–	0,3
Эвдиалит	963	2922	1350	268 506
Власовит	275	–	–	–
Розенбушит	15	–	–	–
Ловенит	100	–	–	–
Келдышит	4	0,3	–	–
Апатит	139	55	13	149
Сподумен	2,5	0,01	0,001	0,05-0
Пектолит	15	–	–	151
Флюорит	21	4	3	4
Пирит	0,1	61	1,5	13
Халькопирит	0,05	–	–	0,05
Лёллингит	0,05	0,9	4	2
Галенит	0,07	0,01	0,5	0,004
Молибденит	0,05	0,003	–	0,05
Марказит	4	–	–	0,4
Анатаз	0,2	–	–	–
Рутил	0,07	–	–	–
Циркон	0,7	16	0,08	5,94
Мурманит-ломоносовит	9	0,7	1250	277
Сфалерит	–	0,01	15	15
Пирротин	0,01	–	0,4	115

Большой интерес представляет выявленное микроскопически пространственное распределение одновременно присутствующих пяти циркониевых силикатов: эвдиалита, власовита, ловенита, титан-ловенита и розенбушита (см. табл. 1). На небольшом отрезке (0,7-0,8 м) они четко пространственно распределены по соответствующим парагенезисам главных породообразующих минералов. Власовит, эвдиалит и ловенит развиты в парагенезисе с нефелином, эгирином, К-полевым шпатом и альбитом, а розенбушит и титан-ловенит - в парагенезисе с амфиболом, нефелином, К-полевым шпатом.

Условия нахождения власовита в Северном Прибайкалье довольно близки к условиям развития власовита в контактах Ловозерско-

го массива. Он встречен в Бурпалинском массиве нефелиновых и щелочных кварцевых сиенитов, где развит в безнефелиновой ассоциации сиенит-пегматитов приконтактовых (со сланцами) зон (Портнов, Расцветаева, 1966). Эти пегматиты интенсивно альбитизированы. Однако власовит отмечен в незамещенных сиенит-пегматитах между блоками микроклина и образовался, как считает А.М. Портнов, в конце пегматитового процесса. В ассоциации с ним отмечены волокнистый сфен и перьерит. Некоторые исследователи относят эти сиенит-пегматиты к микроклинитам.

На о-ве Возрождения власовит найден в миароловых пустотках щелочных гранитов, где он нарастает на кварц и полевой шпат. В ассоциации с власовитом находятся санидин, кварц, арфведсонит, энигматит и эгирин. По оптическим данным и составу власовит с о-ва Возрождения весьма сходен с власовитом из других районов. Для него характерна триклинная сингония (табл. 3) и переход моноклинной фазы власовита в триклинную при 29°С. При этом наблюдаются очень слабые изменения в его структуре: легкие искривления слоев лент Si – O и отчетливые смещения (движения) атомов натрия.

Не совсем ясны условия образования власовита в Канаде. Авторы указывают, что находка власовита приурочена к породам комплекса Кипава, которые интенсивно регионально метаморфизованы и представляют собой гнейсы, состоящие из альбита, микроклина и щелочного амфибола с эвдиалитом (или без него). Среди гнейсов отмечаются участки из пироксена и пегматоидных пород, богатых амфиболом, в которых встречаются эвдиалит, гиортдалит и другие минералы группы вёлерита, мозандрит, мизерит и бритолит. В 1,5 км от выходов гнейсов известны пироксеновые нефелиновые сиениты, которые, как предполагают авторы, являются частью того же комплекса Кипава.

Власовит развит в основном в виде полуокруглых зерен (1-2 см) в породах, состоящих из К-полевого шпата, эвдиалита и мозандрита. Реже встречаются крупные его кристаллы (до 15 см в длину) среди основной массы из К-полевого шпата и эвдиалита.

Из описания остается неясным петрографический и генетический тип пород, так как сами авторы не дают им названия и не приводят описания структурно-текстурных особенностей. Это могут быть щелочные сиениты, микроклиниты или сиенит-пегматиты, сходные с породами из Бурпалинского массива.

Таким образом, в природных условиях власовит встречен в следующих минеральных парагенезисах:

1) К-полевой шпат, амфибол, эгирин, мелкозернистый альбит, флюорит, апатит (безнефелиновые апогнейсовые фениты Ловозера);

2) К-полевой шпат, сфен, перьерит (сиенит-пегматиты Бурпалы);

3) К-полевой шпат, амфибол, эвдиалит, мозандрит [полевошпатовые (?) породы Канады];

Таблица 3

Химический состав (в %) и физические свойства власовита

Массив, район	Ловозерский			Бурпала, Северное Прибайкалье	о-в Возрождения, Атлантический океан	Канада	Кипава	Синтетический
	г. Вавнбед	г. Киткнюн	г. Пьялкимпорр					
SiO_2	55,76	55,20	55,84	55,78	55,57	55,10*	55,67	–
TiO_2	–	0,00	Не обн.	0,52	–	–	–	–
Al_2O_3	0,20	0,00	0,41	1,37	–	–	–	–
Fe_2O_3	0,10	0,18	0,57	0,16	–	–	0,60	–
FeO	–	–	–	–	–	0,10	–	–
MgO	0,06	Сл.	0,18	–	0,23	0,10	–	–
CaO	0,49	0,80	1,21	2,27	0,41	–	0,50	–
Na_2O	14,03	12,84	13,60	12,21	14,38	14,60	14,07	–
K_2O	0,68	0,24	0,51	–	0,15	–	–	–
Nb_2O_5	0,33	–	–	–	–	–	–	–
ZrO_2	28,11	28,68	27,64	26,67	28,14	30,40	29,40	–
H_2O^-	0,41	0,10	Не обн.	0,32	–	–	–	–
H_2O^+	0,20	1,50	0,23	0,54	–	–	–	–
Сумма	100,29	99,54	100,19	99,62	99,99	100,30	100,24	–
Аналитик	М.Е. Казакова		Г.А. Черепивская	Т.И. Столярова	J.H. Scoon	–*	М.Е. Казакова	–

Исследователи	Тихоненкова, Казакова (1961)	Авторы		Портнов, Расцветаева (1966)	Fleet, Cann (1967)	Gittins (1973)		Michel-Levy (1962)
Ng	1,628	1,627	1,627	1,627	1,625	–	–	1,627
Nm	1,623	1,624	1,624	1,624	1,623	–	–	–
Np	1,607	1,607	1,607	1,606	1,605	–	–	1,605
$-2V$	50–56	36–38		44	40–45	–	–	25–30
Сингония	Монокл.	Монокл.	Монокл.	Монокл.	Трикл.	Монокл.	–	Монокл.
Параметры:								
a, Å	10,98	–	–	10,98	10,96	11,1	–	–
b, Å	10,00	–	–	10,00	10,01	10,1	–	–
c, Å	8,52	–	–	8,52	8,53	8,6	–	–
β	100°24′	–	–	100°24′	100°24′	100°7′	–	–
Уд. вес	2,97	2,88	3,06	2,92	2,97	-	–	–

*Средний состав из четырех анализов по данным микрозондирования.

4) К-полевой шпат, амфибол, эгирин, кварц (щелочные граниты о-ва Возрождения);

5) К-полевой шпат, нефелин, эгирин, амфибол, мелкозернистый альбит, флюорит, эвдиалит, ильменит, ловенит, рамзаит, лопарит (афанитовые луявриты г. Пьялкимпорр, Ловозеро).

Все разнообразие минеральных ассоциаций, в которых встречен власовит, можно объединить в два парагенезиса: 1) безнефелиновый парагенезис (1-3), более кислый и даже пересыщенный кремнеземом (4) по сравнению с нефелиновыми сиенитами массивов, и 2) нефелиновый парагенезис - наиболее щелочной (5). Однако состав и оптические свойства власовита меняются (см. табл. 3) незначительно. Для первого характерна относительно натриевая разность власовита с довольно постоянными величинами показателей преломления и параметров решетки. Неустойчива лишь величина угла оптических осей.

Общим для всех природных парагенезисов власовита является то, что они встречаются в наиболее поздних фазах и фациях щелочных пород, приуроченных в большинстве случаев к контактовым и апикальным зонам щелочных массивов. По сравнению с нефелиновыми сиенитами массивов власовитсодержащие породы менее щелочные. При этом власовит с несколько повышенным содержанием кальция (Бурпала, Ловозеро, г. Пьялкимпорр) характерен для относительно более высокотемпературных образований (сиенитпегматиты Бурпалы, реоморфные фениты Ловозера).

ЛИТЕРАТУРА

Иванов И.П. Эксперименты по гидротермальному метаморфизму слюдяных сланцев в динамических условиях. - Труды VI совещ. по экспер. и техн. минералогии и петрографии. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Портнов А.М., Расцветаева Р.К. Власовит и марганцевый астрофиллит в щелочных сиенит-пегматитах Северного Прибайкалья. - ДАН СССР, 1966, 166, № 4.

Пятенко Ю.А., Воронков А.А. Власовит - цирконосиликат с новым типом кремнекислородного радикала. - ДАН СССР, 1962, 141, № 4.

Тихоненков И.П., Тихоненкова Р.П. К минералогии контактовой зоны Ловозерского массива. - Труды ИМГРЭ, 1962, вып. 9.

Тихоненкова Р.П. Новые данные о составе и возрасте ловозерской свиты Кольского региона. - ДАН СССР, 1972, 203, № 4.

Тихоненкова Р.П., Казакова М.Е. Власовит - новый силикат циркония из Ловозерского массива. - ДАН СССР, 1961, 137, № 4.

Gittins J., Elvira L. Gasparrini, Fleet S.G. The occurence of vlasovite in Canada. - Canad. Mineral., 1973, 12, 3.

Michel-Levy Chr. Indentification d'un silicozirconate de sodium artificiel and nivean mineral vlasovite. - Bull. Soc. franc. mineral., 1962, 85, N 2.

Fleet S.G., Cann J.R. Vlasovite; a second occurrence and a triclinic to monoclinic inversion. - Miner. Mag., 1967, 36.

А. Ф. Ефимов

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ТИПОХИМИЗМА ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ПРИ ФОРМАЦИОННОМ ДЕЛЕНИИ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ

Широкое варьирование химических составов породообразующих темноцветных минералов (ПТМ) в щелочных породах позволяет предположить возможность использования их типохимических особенностей для формационного расчленения щелочных комплексов.

Анализ эволюционных тенденций составов пироксенов, амфиболов и магнезиально-железистых слюд в расслоенных интрузиях, последовательно излившихся членах щелочных эффузивных серий и последовательно внедрившихся фазах щелочных магматических комплексов позволяет констатировать, что наиболее изменчивый параметр в процессе эволюции составов ПТМ – железистость. В значительно более узких пределах меняются глиноземистость, титановость и марганцевистость этих минералов. Щелочность, меняющаяся также весьма интенсивно, изменяется, однако, чаще всего параллельно железистости и поэтому в качестве независимого параметра рассматриваться не может.

Сгруппированные в соответствии с общей железистостью ПТМ нефелиновые сиениты не обнаружили никакого соответствия с общепринятым формационным делением на основании ассоциаций нефелиновых сиенитов с различными породами нормального ряда в единых магматических комплексах. Д. Уэйджер и Г. Браун (1970), изучившие эволюционные ряды пироксенов в расслоенных интрузиях, пришли к выводу, что, "интерпритируя природу пироксенов лишь в рамках системы $CaSiO_3 - MgSiO_3 - FeSiO_3$, можно по направлению эволюции их состава в процессе разделения с помощью петрографических методов определять продукты кристаллизации толеитовой и щелочно-базальтовой магм, а также их производных, устанавливать приближенно стадии разделения содержащих их пород" (стр. 530).

Для последовательно излившихся щелочных эффузивов, в которых постмагматические процессы перекристаллизации играют незначительную роль, основным варьирующим в процессе эволюции ПТМ параметром является удельная железистость (Aoki, 1964). Стефенсон (Stephenson, 1972) для нефелиновых сиенитов гренландского массива Игалико показал, что окисленность железа в пироксенах возрастает преимущественно в постмагматическую стадию – стадию перекристаллизации пород. С учетом этих фактов в качестве основного параметра была выбрана удельная железистость, но мы считаем более удобным использование обратной величины – коэффициента M, равного $Mg/(Mg + Fe^{2+})$.

Автором подсчитаны коэффициенты M для пироксенов, амфиболов и слюд из нефелиновых сиенитов 56 отечественных и 20 за-

рубежных щелочных массивов. Сопоставлялись нефелиновые сиениты, характеризующиеся приблизительно одинаковым минеральным составом (близкий цветной индекс, близкое соотношение нефелина и калиевого полевого шпата).

Нефелиновые сиениты содержат в качестве темноцветных компонентов различные минералы. Выделяются пироксен-амфиболовые, амфибол-биотитовые, биотитовые, пироксеновые и, реже, пироксен-биотитовые разновидности. Это делает невозможным сопоставление особенностей составов какого-либо одного темноцветного минерала и приходится использовать особенности составов всех трех минеральных групп (пироксенов, амфиболов и слюд).

Коэффициент *M* рассчитывался лишь для главных темноцветных минералов данной породы, темноцветные минералы, наблюдающиеся в породе в виде акцессорной примеси, в расчет не принимались. В случае наличия в породе двух темноцветных минералов они оба принимались в расчет, если между ними не наблюдалось явных реакционных взаимоотношений.

Составы ПТМ сопоставлялись по коэффициенту *M* на основании вычисленных кристаллохимических формул. Формулы вычислялись и по катионному методу (на 4 катиона для пироксенов, 13 катионов для амфиболов и 14 катионов для слюд). При резком несоответствии формул, вычисленных по кислородному и катионному методам, анализ исключался из рассмотрения.

Сопоставление коэффициентов *M*, вычисленных для различных темноцветных минералов из одной и той же породы, показало, что они близки по значению (табл. 1). Коэффициент *M* для ПТМ из нескольких разновидностей нефелиновых сиенитов в пределах одного массива также характеризуется близкими значениями (табл. 2), поэтому в табл. 3 приводится один обобщенный, средний коэффициент *M* для нефелиновых сиенитов каждого массива.

Анализ данных табл. 3 показывает, что массивы, содержащие нефелиновые сиениты, расположенные в порядке убывания коэффициента *M*, в породообразующих темноцветных минералах группируются закономерно и в соответствии с общепринятой классификацией делятся на четыре группы. Наибольшим коэффициентом *M* (66-85) характеризуются нефелиновые сиениты, нефелиновые пегматиты и фонолиты из глубинных карбонатитоносных ультраосновных-щелочных комплексов (массивы Африканда, Ковдор, Гули), меньшим - группа массивов, которые большинство исследователей относят к калиево-базальтоидной формации.

Эти массивы в основной своей массе содержат лейцитовые или псевдолейцитовые породы. Коэффициент *M* для этой группы массивов колеблется в пределах 50-65. Массивы, породообразующие темноцветные минералы которых характеризуются коэффициентом *M* 30-50, относятся обычно на основании формационного анализа к щелочно-габброидной формации. Это чаще всего сложные магматические комплексы, включающие габброиды, щелочные габброиды (тералиты, эссекситы), уртиты и нефелиновые сиениты. Классичес-

Таблица 1

Значение коэффициента M для различных ПТМ из одной и той же породы

Массив	Порода	Пироксены	Амфиболы	Слюды
Африканда	Щелочной пегматит	80	77	82
Гули	То же	80	-	86
Ловозеро	Луяврит	60	60	-
	Фойяит	50	59	-
Хибины	Ийолит	71	-	53
Мегринский	Нефелиновый сиенит	80	50	63
Грабен Осло	То же	-	44	40
Вишневые горы	"	-	40	44
Кокшаровка	Луяврит	50	32	-
Катунский	Нефелиновый сиенит	23	23	22
Коргередаба	То же	21	30	16
Илимаусак	Какортокит	4	10	-
Мариуполь	Нефелиновый сиенит	4	16	-

Таблица 2

Значение коэффициента M для ПТМ из различных типов нефелиновых сиенитов одного и того же массива

Массив	Порода	M (среднее)
Ловозеро	Ийолит	63
	Луяврит	60
	Фойяит	55
	Эвдиалитовый луяврит	58
Сыннырь	Трахитоидный нефелиновый сиенит	65
	Псевдолейцитовый сиенит	59
Мариуполь	Нефелиновый сиенит	6
	Фойяит	12

кие примеры этих массивов – Елеть-Озерский массив в Карелии, Гремяха-Вырмесский массив на Кольском полуострове, массивы Кузнецкого Алатау, грабена Осло.

Для последней группы массивов характерны наиболее низкие значения коэффициента M для ПТМ (от 25 до 1). Это преимущественно массивы нефелиновых сиенитов Туркестан-Алайской и Тувин-

Таблица 3

Значение усредненных коэффициентов *M* для темноцветных

Массивы I группы		Массивы II группы		Массивы III группы	
Гули	83	Мегринский	63	Кия-Шалтырь	46
Африканда	80	Сынныр	62	Гремяха-Вырмес	41
Ковдор	66	Бурпала	56	Елеть-Озеро	35
Инагли	90	Орто-Токой	57	Грабен-Осло	42
Кондер	82	Сандык	52	О-ва Лос (Гвинея)	49
Коратти (Индия)	79	Иркесу	52	Игаликс	47
Пиккили (Индия)	71	Мурун	55	(Гренландия	
Кипава (Канада)	91	Дежневский	52	Кокшаровский	41
Норра-Керр	89	Ишим	47	Кайзерштуль (ФРГ)	35
(Швеция)		Ловозеро	61	Халибертон	34
		Хибины	60	(Канада)	
				Вишневые горы	42

ской щелочных провинций, ассоциирующих с гранитоидами и относимые обычно к щелочно-гранитоидной близповерхностной формации.

На основании коэффициента *M* породообразующих темноцветных минералов нефелиновых сиенитов представляется возможным сделать предположение о формационной принадлежности ряда массивов нефелиновых сиенитов, у которых не обнаруживается непосредственной связи с породами нормального ряда, а также для тех массивов, формационная принадлежность которых дискуссионна.

Ультраосновной-щелочной формации по значению коэффициента *M* отвечают, например, щелочные и нефелиновые сиениты Южной Индии (массивы Коротти и Пиккили); в первом из этих массивов щелочные сиениты ассоциируют с карбонатитами. Высоким коэффициентом *M* отличаются также ПТМ щелочных и нефелиновых сиенитов массивов Инагли и Кондер, где эти породы ассоциируют в единых концентрически-зональных комплексах с дунитами. В эту же группу попадают катаплеитовые нефелиновые сиениты Норра-Керр (Швеция), для которых некоторые исследователи предполагают связь с карбонатитовым комплексом Альнё, а также щелочные эвдиалитовые сиениты Кипавы (Канада), формационная принадлежность которых до сих пор не обсуждалась.

Во вторую формационную группу - калиево-базальтоидных интрузий в соответствии с коэффициентом *M* породообразующих темноцветных минералов вошли массивы, содержащие лейцитовые или псевдолейцитовые породы. Нефелиновые сиениты Дежневского массива, относимые ранее к щелочногранитоидной формации (Перчук, 1963), также содержат псевдолейцит, и их ПТМ по коэффициенту *M* относятся к щелочно-базальтоидной формации. На Аляске, в непосредственной близости от Дежневского массива, в последнее вре-

породообразующих минералов нефелиновых сиенитов

Массивы IV группы					
Матчинский	25	Коргередаба	22	Нефелиновые гнейсы (Португалия)	1
Турпи	12	Катунский	23	Бердяш	22
Рохшиф-Сабах	11	Баянкол	10	Ботогол	3
Деонасу	4	Харлинский	24	Альмунге (Швеция)	9
Дара-Пиоз	2	Татарский	15	Мариупольский	10
Тозбулак	8	Кши-Орда	15	Илимаусак	21
Суртеке	4	Сахариок	1	(Гренландия)	
Ахба-Сай	9	Нефелиновые	26	Гренедаль-Ика	15
Шахисафед	14	гнейсы (Гана)		(Гренландия)	

мя обнаружен пояс обогащенных калием щелочных пород (Miller, 1972). Высказывается предположение, что Дежневский массив - крайний западный член этого пояса. Находка в пределах Дежневского массива щелочных базальтоидов (Базарова, Костюк, 1975) служит еще одним доказательством принадлежности нефелиновых сиенитов Дежневского массива к калиево-базальтоидной формации.

В последние годы Л.С. Бородин разделил калиевые лейцитсодержащие породы на две формации: калиево-базальтоидную и калиево-гранитоидную. Близкие и одинаково высокие коэффициенты M для породообразующих темноцветных минералов нефелиновых сиенитов всех лейцитсодержащих массивов, вероятно, свидетельствуют о их генетической однородности.

В третью формационную группу, кроме нефелиновых сиенитов из типичных щелочно-габброидных комплексов, указанных выше, попадают нефелиновые сиениты ряда массивов, относимых иногда к щелочно-ультраосновной карбонатитоносной формации, - такие как Кокшаровский массив и вулкано-плутон Кайзерштуль (ФРГ). Эти массивы хотя и содержат карбонатиты, но по ассоциации пород, типу темноцветных минералов (присутствие характерных титансодержащих силикатов - титан-авгита и керсутита) и характеру минерализации в карбонатитах резко отличаются от классических щелочно-ультраосновных комплексов. К этой же группе, вероятно, должен быть отнесен и Сайжинский массив Витимского нагорья, хотя ПТМ нефелиновых сиенитов его имеют более низкий коэффициент M (16).

Среди нефелиновых сиенитов массивов четвертой группы довольно широко распространены послойно инъекционные образования типа нефелиновых гнейсов (Гана, Португалия, Швеция). В то же вре-

ся оказалось неожиданным, что ПТМ нефелиновых гнейсов Халибертона (Канада) и линейные тела нефелиновых сиенитов Вишневых-Ильменских гор имеют значительно более высокие коэффициенты M (34-39), чем ПТМ остальных массивов щелочно-гранитоидной формации, соответствующие коэффициенту *M* для ПТМ нефелиновых сиенитов щелочно-габброидной формации. Е.М. Еськова (1974) показала, что нефелиновые сиениты Вишневых гор характеризуются высоким уровнем содержаний базальтоидных элементов (Co, Ni, Cr, V и др.) и пониженным уровнем коровых элементов (Li, Rb, Cs). Этот вывод соответствует полученным нами данным по особенностям химизма ПТМ. Вероятно, возможно предположить значительную роль глубинного материала в формировании этих комплексов.

Анализ данных по распределению нефелиновых сиенитов в соответствии с коэффициентом *M* в ПТМ позволяет предположить, что он отражает глубинность формирования этих пород. Наибольшим коэффициентом *M* характеризуются глубинные нефелиновые сиениты щелочно-ультраосновной и калиево-базальтоидной формаций, часто располагающиеся в пределах единых зон глубинных разломов, пересекающих древние платформы. Наиболее низкое значение коэффициента *M* отмечается для близповерхностных нефелиновых сиенитов щелочно-гранитоидной формации.

Д.С. Коржинский (1960) выделил первичные магмы щелочного типа и вторичные магмы, образовавшиеся в результате кислотно-щелочного взаимодействия первичных магм с нормальными по щелочности породами коры. Нефелиновые сиениты первых двух групп, вероятно, являются продуктами кристаллизации первичных магм, в то время как нефелиновые сиениты третьей и особенно четвертой групп представляют собой закристаллизованные вторичные магмы. Соотношение глубинного и корового материала не всегда подчеркивается присутствием в едином комплексе с нефелиновыми сиенитами пород основного и гранитного состава, как мы видим на примере Ильменско-Вишневогорского и Халибертон-Бенкрофтского массивов.

Учитывая изложенное выше, рассмотрим формационное положение крупнейших массивов агпаитовых нефелиновых сиенитов мира - Хибинского и Ловозерского. На основании коэффициента *M* для породообразующих темноцветных минералов нефелиновые сиениты этих двух массивов могут быть отнесены к калиево-базальтоидной формации. Калиевая специфика Хибинского массива, выраженная в кальсилитовой и вадеитовой минерализации и резком преобладании калиевых полевых шпатов над натриевыми, проявлена достаточно резко. В то же время в породах Ловозерского массива эта специфика не проявлена. Вероятно, отнесение указанных массивов к калиево-базальтоидной формации не следует понимать буквально. Можно, по-видимому, относить Ловозеро и Хибины к глубинным образованиям, что подтверждается обнаружением в периферических частях Хибинского массива ксенолитов пироксенитов с флогопитом и перовскитом.

Была предпринята попытка выявить дополнительные типохимические особенности ПТМ для различных формационных групп нефе-

линовых сиенитов, выделенных на основе коэффициента *M* породообразующих темноцветных минералов.

Установлено, что амфиболы и слюды калиево-базальтоидной формации всегда значительно обогащены калием по сравнению с соответствующими минералами других формаций вплоть до образования магнофорита: $(K_{1,05}Na_{1,02}Ca_{1,07})_{3,14}(Mg_{4,60}Mn_{0,01}Fe^{2+}_{0,29})_{4,90} \times$ $\times Ti_{0,32}(Si_{7,58}Al_{0,29}Fe^{3+}_{0,07}Ti_{0,06})_8(OH_{0,45}F_{0,59}O_{0,96})_2O_{22}$ в лейцитовых лампроитах Кимберли (Австралия: Prider, 1939). Амфиболы, пироксены и слюды этой формации также отличаются наиболее высокими содержаниями алюминия. Слюды нефелиновых сиенитов щелочно-габброидной формации содержат максимальные количества титана. Содержание марганца максимально в амфиболах и слюдах щелочно-гранитоидной формации, промежуточные значения оно имеет в щелочно-габброидной формации и минимально – в щелочно-ультраосновной.

Таким образом, типохимические особенности ПТМ могут быть использованы в качестве одного из критериев отнесения нефелиновых сиенитов к тому или иному формационному типу. Но этот критерий следует использовать в совокупности с другими геологическими, геохимическими и минералогическими критериями и на основании достаточного количества химических анализов первичных ПТМ основных фаз массивов.

ЛИТЕРАТУРА

Базарова Т.Ю., Костюк В.П. О природе псевдолейцитовых шонкинитов Дежневского массива. – Труды Зап.-Сиб. отд. Всес. мин. об-ва, вып. 2 1975.

Еськова Е.М. Формационные черты нефелин-сиенитовых комплексов Урала и геохимия в них редких элементов. – В кн.: "Проблемы петрологии геохимии, минералогии щелочных пород". Свердловск, 1974.

Коржинский Д.С. Кислотность – щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. – В кн.: "Магматизм и связь с ним полезных ископаемых". Труды 2-го Всес. петрограф. совещ., 1960.

Перчук Л.Л. Магматическое замещение карбонатных толщ с образованием нефелиновых сиенитов и других щелочных пород на примере Дежневского массива. – В кн.: "Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд", т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Уйэджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. "Мир", 1970.

Aoki K.I. Clinopiroxenes from alkeline rocks of Japan. – Amer. Mineralogist, 1964, 49, N 9–10.

Miller T.P. Potassium-rich alkaline intrusive rocks of Western Alaska. – Bull. Geol. Sos. Amer., 1972, 83, N 7.

Prider R.T. Some mineral from the leucite-rich rocks of the West Kimberleu area, Western Australia. – Min. Mag., 1939, 25, N 373.

Stephenson D. Alkali clinopuroxenes from nerheline suenites of the South Greenland. Lithos, 1972, 5, N 3.

Л. Ф. Борисенко, Е. Д. Усков

К ГЕОХИМИИ ВАНАДИЯ В УЛЬТРАБАЗИТАХ КАЧКАНАРСКОГО МАССИВА (УРАЛ)

Ванадий относится к элементам, широко рассеянным в изверженных породах и слагающих их минералах. Широкому рассеянию ванадия способствует близость ряда кристаллохимических параметров у катионов V^{3+} и Fe^{3+}: атомных радиусов, величин зарядов, электроотрицательности, потенциалов ионизации (Гольдшмидт, 1938; Щербина, 1965; Борисенко, 1973). Согласно представлениям К.А. Власова (1963), V^{3+} и Fe^{3+} – также идеальные партнеры при изовалентных изоморфных замещениях: отношения порядковых номеров и атомных весов этих элементов близки к единице. Однако в изверженных породах, где главный минерал-концентратор ванадия – титаномагнетит, несмотря на большие возможности изовалентного замещения типа $V^{3+} \rightarrow Fe^{3+}$, содержания V обычно ограничены (0,00–0,0*n* % в породах и 0,0–0,*n* % в минералах, редко больше). Существенное влияние на относительно небольшую концентрацию ванадия в титаномагнетите и других рудных и породообразующих минералах, в состав которых входит трехвалентное железо, оказывает общий низкий уровень концентрации V в расплаве.

В ограниченной группе изверженных пород и руд наблюдается некоторое накопление ванадия по сравнению с его кларком, равным 0,02% (Ферсман, 1933; Parker, 1967), что в первую очередь зависит от геологического фактора, т.е. от характера выплавления и дальнейшей дифференциации (ликвация, кристаллизация) магмы. Например, среди изверженных пород наиболее высокие средние содержания ванадия характерны для пород основного состава (0,026%); в ряду ультраосновных пород ванадия больше в пироксенитах (0,03%) по сравнению с дунитами (0,0023% для Урала); титаномагнетит базитов и ультрабазитов нормального ряда обычно содержит больше ванадия (0,35%), чем магнетит ультраосновных – щелочных комплексов (0,08%V) и т.д. (Борисенко, 1973; Бородин и др., 1966).

Таким образом, помимо основных кристаллохимических параметров V^{3+} и Fe^{3+}, особенностей состава и структуры минералов-концентраторов, соотношений кларков ванадия и железа большое влияние на степень изоморфного замещения (V^{3+}—Fe^{3+}) оказывает общий геологический фактор. Влияние этого фактора на ванадиеносность пород и руд можно проследить на примере Качканарского массива, с ультрабазитами которого пространственно и генетически связаны два месторождения (I и II) ванадийсодержащего титаномагнетита. На этих месторождениях ванадийсодержащий титаномагнетит приурочен к близким по минеральному составу породам, представленным главным образом диаллаговыми, роговообманковыми и оливиновыми пироксенитами. Основная доля запасов титаномагнетитовых руд на обоих месторождениях приходится на диаллаго-

Таблица 1

Содержание (вес. %) ванадия* в ультрабазитах

Порода	Месторождение I			Месторождение II		
	Число проб	Пределы	Среднее	Число проб	Пределы	Среднее
Оливиновые пироксениты	136	0,011–0,130	0,052	34	0,013–0,106	0,063
Диаллаговые пироксениты	296	0,011–0,160	0,067	60	0,036–0,146	0,081
Роговообманковые пироксениты	69	0,039–0,156	0,084	26	0,061–0,118	0,088
Плагиоклазовые пироксениты	53	0,061–0,140	0,093	17	0,061–0,118	0,101
Верлиты	25	0,009–0,090	0,038	5	0,042–0,080	0,063
Серпентиниты	10	0,006–0,029	0,016	5	0,008–0,036	0,017
Горнблендиты	23	0,042–0,100	0,063	–	–	–

*Все определения ванадия в табл. 1–4 выполнены в спектральной лаборатории ИМГРЭ и в Центральной химической лаборатории Качканарского ГОК методом количественного анализа.

вые пироксениты. Содержания ванадия в них и в других однотипных породах этих месторождений, а также тенденция его распределения в ряду указанных ультраосновных пород (табл. 1) имеют сходный характер.

Для обоих месторождений низкие концентрации ванадия установлены в оливиновых пироксенитах (0,052 и 0,063% соответственно). Для этих же пород типичны небольшие содержания железа (10–15%) и двуокиси титана (0,8–1%); как правило, они безрудные. Однако самые низкие содержания ванадия установлены в серпентинитах (0,006–0,035%). В верлитах, часто существенно серпентинизированных, содержание ванадия колеблется в более широких пределах (0,009–0,09%), чем в серпентинитах. Но верлиты и серпентиниты по сравнению с другими ультрабазитами на обоих месторождениях распространены незначительно. Там же мало распространены рудные горнблендиты.

Баланс ванадия в рудных диаллаговых пироксенитах слагается следующим образом: 75–80% его приходится на титаномагнетит и 20–25% – на диопсид. Около 1–1,5 % от общего количества содержащегося в руде ванадия приходится на ильменит, в котором обычно ванадия не более 0,14%. Пределы содержаний (в %) ванадия в

Таблица 2

Содержание ванадия в ультрабазитах Главной, Западной и Северной залежей месторождения I (вес. %)

Порода	Главная			Западная			Северная		
	Число проб	Пределы	Среднее	Число проб	Пределы	Среднее	Число проб	Пределы	Среднее
Оливиновые пироксениты	35	0,011–0,128	0,046	26	0,039–0,123	0,080	75	0,011	0,030
Диаллаговые пироксениты	71	0,011–0,162	0,071	101	0,034–0,156	0,082	124	0,011–0,134	0,047
Роговообманковые пироксениты	23	0,039–0,156	0,075	46	0,039–0,123	0,088	–	–	–

главных силикатных и рудных минералах из ультрабазитов месторождений I и II приведены ниже:

Диопсид	0,012–0,030	Титаномагнетит	0,067–0,480
Роговая обманка	0,026–0,090	Магнетит	0,056–0,118
Оливин	0,0002–0,011	Ильменит	0,101–0,140
Плагиоклаз	0,0028–0,0033	Серпентин	0,0033–0,014

Главный минерал-концентратор этого элемента на указанных месторождениях – титаномагнетит (до 0,48% V), в котором он содержится в виде изоморфной примеси: трехвалентный катион ванадия замещает трехвалентное железо по схеме $V^{3+} \rightarrow Fe^{3+}$.

Наличие синтезированной искусственной шпинели, а также природного минерала кульсонита [$Fe(V, Fe)_2O_4$] подтверждает широкие возможности изоморфизма между V^{3+} и Fe^{3+}. Исследованиями титаномагнетита месторождения I, проведенными на микрозонде, установлен однородный характер распределения ванадия по площади образца и отсутствие в нем включений собственных его минералов (аналитик Л.В. Черньшева).

На долю рудных пироксенитов, согласно нашим расчетам, приходится около 65% ванадия, содержащегося в ультрабазитах месторождения I. Из ряда рудных залежей этого месторождения наиболее показательными являются три: Главная, Западная и Северная.

Ранее предполагалось, что однотипные ультрабазиты характеризуются устойчивыми содержаниями ванадия. Однако проведенное нами сравнение ванадиеносности ультраосновных пород, относящихся к одинаковому петрографическому типу Главной, Западной и Северной залежей месторождения I, показало, что уровень содержания ванадия в них несколько различается (табл. 2). Минимальные его концентрации установлены в ультрабазитах Северной залежи (0,047% в диаллаговых пироксенитах, 0,030% в оливиновых пироксенитах). Они же характеризуются наиболее низкими содержаниями двуокиси титана (0,83 и 0,67% соответственно). Снижение содержаний ванадия (и титана) наблюдается не только в оливиновых, диаллаговых и роговообманковых пироксенитах, но и в серпентинитах и верлитах Северной залежи. Таким образом, пироксениты Главной и Западной залежей отличаются более высокими концентрациями ванадия (и титана) по сравнению с пироксенитами Северной залежи.

Подобная же тенденция распределения ванадия в ультрабазитах трех залежей этого месторождения касается рудных пироксенитов, разделенных по структурно-текстурным признакам. Средневкрапленные, мелковкрапленные и тонковкрапленные руды Северной залежи в целом содержат меньше ванадия по сравнению с аналогичными рудами двух других залежей. Однако средние содержания железа в рудах всех трех залежей имеют близкие значения, что отмечалось и другими исследователями (Фоминых и др., 1967). Поэтому отношение $V \cdot 1000/Fe$ для рудных диаллаговых пироксенитов меньше для Северной залежи, чем для других залежей (табл. 3).

Исследование титаномагнетита, выделенного из руд одинаковых типов Главной, Западной и Северной залежей, показало, что этот минерал из руд Северной залежи, как правило, характеризуется минимальными содержаниями ванадия (табл. 4). Особенно мало ванадия в магнетите, выделенном из серпентинитов (0,07%), серпентинизированных верлитов (0,13%) и оливиновых пироксенитов (0,16%). Содержание двуокиси титана в магнетите из серпентинитов в среднем равно 0,53%, а из верлитов – 0,9%.

В отличие от Северной залежи, для титаномагнетита из верлитов Главной и Западной залежей типична повышенная ванадиеносность (в среднем 0,31% и 0,21% ванадия соответственно). Тита-

Таблица 3

Отношение содержаний ванадия и железа ($V \cdot 1000/Fe$) в пироксенитах различных текстурных типов

Текстурный тип пироксенитов	Главная	Западная	Северная
Средневкрапленные	6,4	5,7	3,9
Мелковкрапленные	5,1	5,4	3,9
Тонковкрапленные	5,1	5,0	3,5

номагнетит из диаллаговых пироксенитов этих залежей (табл. 4) также содержит больше ванадия, чем титаномагнетит, выделенный из аналогичных пород Северной залежи.

Кроме того, титаномагнетит из диаллаговых пироксенитов Главной и Западной залежей содержит 3,2 и 2,8% TiO_2, 2,90 и 3,49% Al_2O_3, тогда как титаномагнетит тех же пород Северной залежи характеризуется меньшими концентрациями титана (в среднем 1,8% TiO_2) и алюминия (в среднем 1,82% Al_2O_3).

Пониженные содержания титана и алюминия в титаномагнетите Северной залежи нашли свое отражение в характере его внутреннего строения. Как правило, структуры распада твердых растворов титаномагнетита, где мелкие включения представлены ильменитом и шпинелью, в диаллаговых пироксенитах Северной залежи распространены значительно слабее по сравнению с Главной и Западной залежами. Иными словами, сами пироксениты Северной залежи и выделенный из них титаномагнетит в целом отличаются пониженной ванадиеносностью и титаноносностью.

Примечательно, что диопсид из рудных диаллаговых пироксенитов Северной залежи окрашен преимущественно в светло-зеленый цвет, имеет пониженную железистость, а также содержит небольшое количество ванадия (в среднем 0,011%). Наоборот, в рудных диаллаговых пироксенитах Главной и Западной залежей распространен темно-зеленый клинопироксен, содержащий в среднем 0,018% ванадия.

Таким образом, результаты проведенных исследований показали, что пироксениты Северной залежи, выделенный из них титано-магнетит и клинопироксен в целом характеризуются пониженными концентрациями ванадия.

Для выяснения причин, обусловивших более низкие содержания ванадия в титаномагнетите и клинопироксенах Северной залежи, рассмотрим некоторые особенности геологического строения Качканарского массива. В.А. Решитько (1963) было установлено, что этот массив имеет брахисинклинальную форму и концентрически зо-

нальное строение в плане. Тела пироксенитов тяготеют к средней части Качканарского массива, сложенного в основном габброидами. Согласно полосчатости габбро и пироксенитов падение этих пород направлено к центру массива. Ось брахисинклинали протягивается в направлении с юго-востока на северо-запад, погружаясь к центру массива под углами 30-35° на северо-западе и 70-80° на юго-востоке. Месторождение титаномагнетита II приурочено к юго-западному крылу структуры, а месторождение I - к восточному. В отличие от относительного пологого падения полосчатости (25-40°) пород западной части брахисинклинали в ее восточной части, где расположено месторождение I, фиксируется крутое падение полосчатости пироксенитов (70-80°) на восток и северо-восток (встречается также вертикальное падение). Крутые углы падения в восточной части массива, вероятнее всего, связаны с опрокидыванием восточного крыла брахисинклинали на запад.

При таком строении массива в его краевых частях обнажаются наиболее глубинные ультраосновные породы, представленные безрудными оливиновыми пироксенитами, которые в центральной части массива скрыты под рудными диаллагитами. Но именно с оливиновыми пироксенитами краевой восточной части массива непосредственно граничат рудные диаллагиты Северной залежи месторождения I. Если принять во внимание особенности тектоники этого месторождения, которое разбито крупными нарушениями на три блока (южный, западный и восточный), то оказывается, что Северная залежь находится в наиболее приподнятом восточном блоке. Учитывая разрушение ультраосновных пород под действием эрозионных процессов, можно ожидать, что на участке Северной залежи обнажаются диаллагиты, наиболее близкие по времени образования к оливиновым пироксенитам. В свою очередь оливиновые пироксениты среди пироксенитов Качканарского массива, - по-видимому, не только самые глубинные, но и наиболее ранние образования (Борисенко, 1966). С этим представлением о времени образования ультраосновных пород согласуются особенности их химического состава и, в частности, пониженная ванадиеносность, титаноносность и железистость. Подобная же закономерность отмечена В.А. Решитько (1963) для самих рудных диаллагитов этого же массива: в направлении от верхних к нижним горизонтам рудной зоны содержание ванадия и титана уменьшается. Но все эти особенности химического состава ультрабазитов (пониженные концентрации ванадия и титана) характерны для пироксенитов Северной залежи.

Как известно, в последовательном ряду вхождения катионов семейства железа в кристаллизующиеся минералы ванадий находится в средней части этого ряда (Комов, Нюссик, 1971). Другими словами, этот элемент по сравнению с хромом, никелем, кобальтом имеет тенденцию задерживаться в более поздних порциях расплава. Такой же точки зрения придерживаются А.Е. Рингвуд (Ringwood, 1955), В.В. Щербина (1965) и автор настоящей статьи (Борисенко, 1973).

Таблица 4

Содержание ванадия в титаномагнетите из различных пород Главной, Западной и Северной залежей (вес. %)

Порода	Главная			Западная			Средняя		
	Число проб	Пределы	Среднее	Число проб	Пределы	Среднее	Число проб	Пределы	Среднее
Диаллаговый пироксенит	24	0,26–0,45	0,34	68	0,31–0,46	0,36	5	0,12–0,30	0,20
Оливиновый пироксенит	12	0,14–0,34	0,21	21	0,21–0,37	0,31	3	0,11–0,25	0,16
Роговообманковый пироксенит	18	0,31–0,45	0,38	41	0,34–0,44	0,38	–	–	–
Верлит	16	0,25–0,42	0,31	6	0,12–0,44	0,21	5	0,11–0,17	0,13
Серпентинит	1	–	0,12	3	0,067–0,15	0,11	3	0,06–0,09	0,07
Горнблендит	1	–	0,37	18	0,35–0,42	0,39	–	–	–

Указанная особенность поведения ванадия в процессе кристаллизации магмы основного состава привела к его накоплению в более верхних горизонтах рудных пироксенитов (вкрест падения) Качканарского массива. По этой же причине диаллагиты наиболее глубоких горизонтов, к которым, по-видимому, относится бóльшая часть ультраосновных пород Северной залежи, оказалась обедненной ванадием. Таким образом, пониженная ванадиеносность (и титаноносность) ультрабазитов и содержащегося в них титаномагнетита Северной залежи, вероятнее всего, существенно зависит от путей геологического становления Качканарского массива. Принадлежность ультрабазитов, обнажающихся в карьере Северной залежи, к наиболее глубинным частям интрузива, вероятно, явилась главной причиной, которая привела к обеднению ванадием пород и слагающих их минералов.

Установленная закономерность распределения ванадия в ультрабазитах и титаномагнетите Качканарского массива имеет не только теоретическое, но и практическое значение. Полученные данные указывают на вероятность уменьшения концентрации ванадия (и титана) с глубиной в рудных телах качканарского типа. Можно ожидать, что тектонические нарушения способствуют поднятию на поверхность руд с более глубоких горизонтов, обедненных ванадием. При разведке месторождений подобного типа следует тщательно учитывать уровень содержаний ванадия в рудах и рудных минералах, чтобы избежать завышения его запасов в недрах.

Рассмотренный пример распределения ванадия в рудах качканарского типа показывает, насколько важная роль, помимо сходства или различия кристаллохимических параметров, принадлежит геологическому фактору. Даже при самом тесном геохимическом родстве катионов, для которых экспериментально доказана неограниченная возможность изовалентного изоморфного замещения, в природе возможны существенные колебания содержаний элементов в одних и тех же минералах-концентраторах, геологические условия образования которых были неодинаковы.

Ванадий в этом отношении является хорошим элементом-индикатором, чутко реагирующим на специфические особенности генезиса пород и минералов.

ЛИТЕРАТУРА

Борисенко Л.Ф. Редкие и малые элементы в гипербазитах Урала. "Наука", 1966.

Борисенко Л.Ф. Ванадий (минералогия, геохимия и типы эндогенных месторождений). "Недра", 1973.

Бородин Л.С., Золотарев Б.П., Сердобова Л.И. Особенности химического состава и распределения титаномагнетита в комплексных массивах ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. – Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 5.

Власов К.А. Периодический закон и изоморфизм элементов. Изд. ИМГРЭ, 1963.

Гольдшмидт В.М. Сб.статей по геохимии редких элементов, ГОНТИ. НКТП, М.-Л., 1938.

Захаров А.Ф. и др. Качканарский ванадий. Средне-Уральское кн. изд-во, Свердловск, 1964.

Комов И.Л., Нюссик Я.М. Влияние стабилизации кристаллического поля на распределение переходных элементов. – Геохимия, 1971, № 9.

Решитько В.А. Брахисинклинали габбро-перидотитовых массивов платиноносного пояса Урала и их происхождение. Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. I. Труды 1-го Уральского петрогр. совещ. Свердловск, 1963.

Ферсман А.Е. Геохимия, т. I. М., ОНТИ, 1933.

Фоминых В.Г., Самойлов П.И., Максимов Г.С., Макаров В.А. Пироксениты Качканара. Свердловск, 1967.

Щербина В.В. Основные черты геохимии ванадия. Болгарская академия на науките. Изд. на геол. Институт "Страшимир Дмитров", кн. 14, 1965.

Parker R.L. Data of Geochemistry. Composition of, the Earth, s Crust. – Geol. Survey Prof. Paper. 1967, No 440-D.

Ringwood A.E. The principles governing trace-clement behavior during magmatic crystallization. – Geoch. et Cosmoch. Acta, 1955, 7, N 5–6.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 5

Е.М. Еськова, И.Е. Максимюк
К.А. Власов и проблема редких элементов в СССР 7

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ . . . . . –

В.В. Булдаков, К.Л. Волочкович, Е.Н. Алтухов, С.М. Бескин, А.И. Лучицкая
Основные закономерности размещения редкометальной эндогенной минерализации в складчатых зонах (На примере Центрально-Азиатского складчатого пояса) 26

А.П. Калита, Е.Д. Калита
Пегматитовые месторождения главных гранитных формаций и их минерально-сырьевая специализация 46

Л.С. Бородин, Г.Н. Мухитдинов, Е.Д. Осокин, Е.А. Похвиснева
Структурно-тектонические особенности размещения недосыщенных и пересыщенных кремнеземом щелочных пород и их сравнительная геохимическая характеристика 58

Ю.Л. Капустин
Новый Северо-Сангиленский щелочной пояс, его петрогенезис и редкометальная минерализация 76

Е.М. Еськова
Классификация щелочных редкометальных метасоматитов Урала . . . 96

Д.Я. Айздердзис, Г.Б. Мелентьев, Б.А. Аргамакова, Н.А. Акелин
Морфоструктура и петрогеохимическая зональность редкометального пегматитового поля – критерии прогнозирования скрытого цезий-танталового оруденения 119

Н.И. Тихомирова, Д.Я. Айздердзис, С.М. Бескин
Петрохимические и геохимические особенности различно металлогенически специализированных лейкократовых гранитов и аляскитов. (На примере Центрального и Восточного Казахстана) 130

Н.А. Солодов
Некоторые аспекты развития минерально-сырьевой базы редких металлов в будущем. 130

ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ 147

И.Б. Недумов
Роль изоморфизма в дифференциации магм и формировании месторождений –

М.В. Кузьменко
Роль изоморфизма в процессах концентрации и рассеяния тантала . . 162

О.Е. Юшко-Захарова, А.Ю. Малевский, Л.С. Дубакина
Изоморфизм теллура и висмута в минералах платины и палладия . . . 177

В.В. Лялович
Геохимия минералов – возможности и задачи 196

Д.П. Сердюченко
О химической конституции турмалинов 225

И.В. Буссен, Е.М. Еськова, Ю.П. Меньшиков, А.Н. Меръков, Е.И. Семенов, А.П. Хомяков
Минералогия ультращелочных пегматитов 251

Р.П. Тихоненкова, М.Е. Казакова
Новые данные о власовите и условиях его образования 272

А.Ф. Ефимов
Использование типохимизма породообразующих минералов при формационном делении нефелиновых сиенитов 281

Л.Ф. Борисенко, Е.Д. Усков
К геохимии ванадия в ультрабазитах Качканарского массива (Урал) 288

УДК 55.

К.А. Власов и проблема редких элементов в СССР. Еськова Е.М., Максимюк И.Е. – Проблемы геологии редких элементов в СССР. Изд-во "Наука", 1978.

Показаны основные этапы научной и научно-организационной деятельности К.А.Власова, раскрыты развивавшиеся им главные научные направления и освещена его роль в постановке и разработке проблемы редких элементов в СССР, как научной основы развития их минерально-сырьевой базы. Библ. 19 назв.

УДК 55.

Основные закономерности размещения редкометальной эндогенной минерализации в складчатых зонах (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса). Булдаков В.В., Волочкович К.Л., Алтухов Е.Н., Бескин С.М., Лучицкая А.И. – Проблемы геологии редких элементов. Изд-во "Наука", 1978.

В статье приведено обоснование нового методологического подхода к анализу геологических факторов применительно к редкометальной металлогении, принципов формационного анализа, типизации структур и магматических формационных комплексов с расшифровкой металлогенических эпох и уточнением редкометальной металлогенической зональности Центрально-Азиатского складчатого пояса. Табл. 1. Библ. 7 назв.

УДК 553.

Пегматитовые месторождения главных гранитных формаций и их минерально-сырьевая специализация. Калита А.П., Калита Е. Д. – Проблемы геологии редких элементов. Изд-во "Наука", 1978.

В статье выявлены различия промышленной специализации пегматитов главных гранитных формаций, показаны петрохимические их особенности, закономерности распределения полезных ископаемых и некоторые поисково-оценочные критерии. Табл. 1. Библ. 20 назв.

УДК 549.

Структурно-тектонические особенности размещения недосыщенных и пересыщенных кремнеземом щелочных пород и их сравнительная геохимическая характеристика. Бородин Л.С., Мухитдинов Г.Н., Осокин Е.Д., Похвиснева Е.А. – Проблемы геологии редких элементов. Изд-во "Наука", 1978.

В статье показана роль тектонических структур в размещении щелочных пород различного состава и показаны их петрохимические особенности. Впервые установлена зависимость геохимической специализации щелочных интрузивных формаций от их геологической приуроченности и стадийности развития контролирующих тектонических линеаментов, пересекающих материки. Табл. 2. Илл. 5. Библ. 6 назв.

УДК 553.

Новый Северо-Сангиленский щелочной пояс, его петрогенезис и редкометальная минерализация. Капустин Ю.Л. – Проблемы геологии редких элементов. Изд-во "Наука", 1978.

На северной окраине Сангилена изучен новый пояс щелочных массивов, представленных нефелиновыми сиенитами, щелочными сиенитами и щелочными гранитами. Показаны их вертикальная зональность, характер экзоконтактовых ореолов и особенности редкометальной минерализации. Табл. 2. Илл. 2. Библ. 11 назв.

УДК 55.

Классификация щелочных редкометальных метасоматитов Урала. Еськова Е.М. – Проблемы геологии редких элементов. Изд-во "Наука", 1978.

Разработана новая классификация щелочных редкометальных метасоматитов Урала, выявлены различия их петрохимии, геохимии, минералогии и редкометальной специализации в зависимости от генетической принадлежности и стадийности процессов метасоматоза. Табл. 5. Библ. 23 назв.

УДК 553.

Морфоструктура и петрогеохимическая зональность редкометального пегматитового поля – критерии прогнозирования скрытого цезий-танталового оруденения. Айздердзис Д.Я., Мелентьев Г.Б., Аргамакова Б.А., Акелин Н.А. – Проблемы геологии редких элементов. Изд-во "Наука", 1978.

Впервые обосновывается применимость морфоструктурного и петрохимического анализа пространственной и генетической зональности редкометальных пегматитовых полей в целях прогнозирования скрытого цезий-танталового оруденения. Табл. 3. Илл.6. Библ. 9 назв.

УДК 553.

Петрохимические и геохимические особенности различно металлогенически специализированных лейкократовых гранитов и аляскитов. (На примере Центрального и Восточного Казахстана). Тихомирова Н.И., Айздердзис Д.Я., Бескин С.М. – Проблемы геологии редких элементов. Изд-во "Наука", 1978.

Изучены петрохимические и геохимические особенности, а также геологические условия формирования лейкократовых и аляскитовых гранитных массивов Центрального и Восточного Казахстана, характеризующиеся различной металлогенической специализацией. Установлено, что аляскитовые граниты, обогащенные литием, рубидием и цезием, приурочены к структурам, испытавшим наиболее длительный и интенсивный процесс активного воздымания. Табл. 1. Илл. 2. Библ. 26 назв.

УДК 553.493

Некоторые аспекты развития минерально-сырьевой базы редких металлов в будущем. Солодов Н.А. Проблемы геологии редких элементов. Изд-во "Наука", 1978.

Показано состояние сырьевой базы редкометальной промышленности в мире, с характеристикой новых промышленных типов месторождений, источников добычи редких металлов, намечены пути ее развития в будущем. Табл. 9. Библ. 20 назв.

УДК 553.493

Роль изоморфизма в дифференциации магм и формировании месторождений. Недумов И.Б. – Проблемы геологии редких элементов, Изд-во "Наука", 1978.

Статья посвящена дальнейшему развитию идей К.А. Власова об изоморфизме как функции степеней сходств химических элементов в переменных геологических условиях, определяющей общие закономерности дифференциации вещества и обусловливающей переход рудообразующих элементов в рудные растворы в процессе кристаллизации магм. Илл. 1. Библ. 35 назв.

УДК 553.

Роль изоморфизма в процессах концентрации и рассеяния тантала. Кузьменко М.В. – Проблемы геологии редких элементов. Изд-во "Наука", 1978.

Показана роль изоморфизма как одного из главных факторов концентрации и рассеяния тантала в различных процессах эндогенного минералообразования и его зависимость от исходного состава и геохимической специализации магм. В частности установлено, что величина тантал-ниобиевого отношения в минералах этих элементов и других минералах-концентраторах, за небольшим исключением, находится в прямой зависимости от его значения в минералообразующих средах и может служить индикатором направленности магматической дифференциации, ведущей к совместной концентрации или разделению тантала с ниобием, и критерием оценки перспектив танталоносности эндогенных месторождений. Табл. 3. Илл. 1. Библ. 10 назв.

УДК 549.

Изоморфизм теллура и висмута в минералах платины и палладия. Юшко-Захарова О.Е., Малевский А.Ю., Дубакина Л.С. – Проблемы геологии редких элементов. Изд-во "Наука", 1978.

Изучены пределы изоморфизма теллура и висмута в минералах платины и палладия, а также их искусственных аналогах, в результате чего уточнена номенклатура минералов этой группы. Табл. 7. Илл. 5. Библ. 20 назв.

УДК 550.4

Геохимия минералов – возможности и задачи. Ляхович В.В. – Проблемы геологии редких элементов. Изд-во "Наука", 1978.

Обосновывается новое направление в геохимии – геохимия минералов и ставятся на обсуждение его возможности и задачи. В частности показано, что изучение геохимии минералов позволяет судить о рудогенерирующей способности гранитов, которая наиболее отчетливо проявлена у лейкократовых гранитов, характеризующихся не только повышенным содержанием акцессорных минералов, но и редких элементов в них. Табл. 5. Илл.3. Библ. 70 назв.

УДК 550.4

О химической конституции турмалинов. Сердюченко Д.П. – Проблемы геологии редких элементов. Изд-во "Наука", 1978.

Уточнены особенности химического состава и конституции турмалинов различного генезиса и выявлены в них закономерности изоморфных замещений. Табл. 3. Илл.1. Библ. 59 назв.

УДК 553.

Минералогия ультращелочных пегматитов. Буссен И.В., Еськова Е.М., Меньшиков Ю.П., Мерьков А.Н., Семенов Е.И., Хомяков А.П. – Проблемы геологии редких элементов. Изд-во "Наука", 1978.

Уточнена и дополнена новыми видами минералогия ультращелочных пегматитов, связанных с массивами агпаитовых нефелиновых сиенитов. В частности, в них обнаружено 13 новых силикатов натрия и редких элементов: гильмайокит, эорит, пенквилксит, казаковит, борнеманит, лапландит, сажинит, умбозерит, ловдарит, раит, натросилит, натисит и вуоннемит. Табл. 6. Библ. 19 назв.

УДК 553.

Новые данные о власовите и условиях его образования. Тихоненкова Р.П., Казакова М.Е. – Проблемы геологии редких элементов. Изд-во "Наука", 1978.

Показана более широкая распространенность циркониевого минерала – власовита, чем это представлялось ранее. Выявлены 5 минеральных ассоциаций, с которыми связан власовит и установлена зависимость его химического состава от парагенезиса. Табл. 3. Илл. 1. Библ. 9 назв.

УДК 549.

Использование типохимизма породообразующих минералов при формационном делении нефелиновых сиенитов. Ефимов А.Ф. – Проблемы геологии редких элементов. Изд-во "Наука", 1978.

Изучены особенности химического состава темноцветных породообразующих минералов щелочных пород – групп пироксенов, амфиболов

и слюд в зависимости от их парагенезиса и показана их роль как типоморфных признаков пород различной формационной принадлежности. Табл. 3. Библ. 9 назв.

УДК 550.4

К геохимии ванадия в ультрабазитах Качканарского массива (Урал). Борисенко Л.Ф., Усков Е.Д. – Проблемы геологии редких элементов. Изд-во "Наука", 1978.

Впервые рассматриваются вопросы геохимии ванадия в Качканарском массиве габброидов и ультрабазитов. Показан характер его распределения в главных минералах-концентраторах и носителях, а также индикаторная роль в расшифровке генезиса титано-магнетитовых месторождений. Табл. 4. Библ. 13 назв.

ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ
РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Утверждено к печати
Институтом минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких элементов

Редактор
А.И. Жилина

Редактор издательства
Л.М. Бекасова

Художественный редактор
И.К. Капралова

Технический редактор
И.В. Голубева

ИБ № 6445

Подписано к печати 31.03.78. Т – 00265
Усл.печ.л. 19,0 + 0,2 вкл. Уч.-изд.л. 21,0
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офс. № 1
Тираж 950 экз. Тип. зак.1030.
Цена 2р.40к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука",
117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94[а]
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 р. 40 к.

18446

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА