

МАГМАТИЧЕСКИЕ
И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ
ФОРМАЦИИ
КАЗАХСТАНА



АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

Ордена Трудового Красного Знамени
Институт геологических наук им. К. И. Сатпаева

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ КАЗАХСКОЙ ССР

Ордена Трудового Красного Знамени
Производственное геологическое объединение Востказгеология
КАЗАХСТАНСКИЙ РЕГИОНАЛЬНЫЙ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ
СОВЕТ

МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ КАЗАХСТАНА



Издательство «НАУКА» Казахской ССР

АЛМА-АТА · 1986

Магматические и метаморфические формации Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1986. — 208 с.

Сборник содержит материалы III Казахстанского петрографического совещания, посвященного петрологии магматических, метаморфических и постмагматических образований Казахстана. Обсуждается широкий круг проблем магматической геологии, метаморфизма, пространственно-генетических связей разнообразных полезных ископаемых с магматитами и метаморфитами. Рассматриваются вопросы расчленения и корреляции магматических и метаморфических образований в связи с составлением крупномасштабных геологических карт.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов — геологов, петрографов, тектонистов, металлогенистов.

Редакционная коллегия:

А. А. Абдулин (главный редактор), *В. Д. Гукова* (ответственный секретарь), *П. В. Ермолов*, *Г. Ф. Ляпичев*, *И. И. Никитченко*, *А. Н. Нурлыбаев* (ответственный редактор), *А. М. Мысник*, *Л. М. Трубников*.

М $\frac{1904020000-019}{407(05)-86}$ 39.85

© Издательство «Наука» Казахской ССР, 1986

ВСТУПИТЕЛЬНОЕ СЛОВО

Дорогие товарищи!

Мне представлена почетная и приятная миссия открыть от имени Оргкомитета настоящее III Казахское петрографическое совещание, приветствовать всех его участников и пожелать хорошего настроения, побольше доброжелательной и полезной критики и больших творческих успехов на благо дальнейшего развития петрологической науки.

Как известно, I Казахское петрографическое совещание было проведено 5—8 мая 1965 года в г. Алма-Ате, а II — в июне 1974 года в г. Балхаше.

При составлении программы настоящего совещания нами были учтены указания Межведомственного петрокомитета (МПК) и рекомендации Секции региональной петрографии МПК. По замыслу Оргкомитета первоначально намечалось заслушать ограниченное количество (20—25) заказных докладов, но, учитывая пожелания широкого круга геологов, мы пошли по другому пути — дать возможность выступить почти всем желающим. Таким образом, в программе оказалось свыше 40 докладов, которые предстоит заслушать на пленарных заседаниях, а также 34 сообщения демонстрационным методом. И те и другие вполне равноправны. Оргкомитет считает, что в процессе работы совещания будет некоторый резерв времени, который можно использовать на дополнительные сообщения на пленарных заседаниях, поэтому просим авторов демонстрационных докладов, а также тех, чьи сообщения по тем или иным причинам оказались невключенными в программу данного совещания, сделать заявки на выступления в Президиум в письменном виде.

После проведения II Казахского петрографического совещания прошло уже 10 лет. За это время геологическая наука и практика в Казахстане, в том числе петрография, шагнули далеко вперед — достигнуты значительные успехи в области изучения петрологии магматических и метаморфических комплексов республики, в уточнении распределения магматических комплексов, выяснении их возраста, структурной позиции и т. д. Опубликована серия обобщающих работ по петрологии Казахстана, составлены карты магматических и метаморфических формаций различного масштаба, на которых отражены закономерности пространственного и структурного размещения магматитов и метаморфитов. Значительно продвинулась разработка схем расчленения магматических и метаморфических образований Казахстана, выяснен их возраст, в том числе абсолютный, что позволило уточнить и возрастную корреляцию комплексов.

Перед казахстанскими геологами стоят большие и ответственные задачи, связанные с необходимостью значительного расширения минерально-сырьевой базы республики, с одной стороны, и проведения Государственной геологической съемки масштаба 1:50 000 — с другой. Своевременное и успешное решение этих узловых задач невозможно без познания закономерностей развития магматизма и метаморфизма и их роли в образовании различных полезных ископаемых.

Таким образом, обсуждение путей дальнейшего совершенствования петрологических исследований является ныне особенно важным и актуальным. Достигнутый достаточно высокий уровень петрографической изученности региона позволяет надеяться, что геологи Казахстана смогут внести весомый вклад в петрологическую науку и тем самым повысят экономическую эффективность геологоразведочных работ.

Позвольте мне по поручению Оргкомитета открыть III Казахстанское петрографическое совещание и еще раз пожелать его участникам плодотворной работы, большой творческой активности.

Интересных творческих встреч, дорогие коллеги!

А. А. АБДУЛИН, Б. Р. БЕРИКБОЛОВ, И. И. НИКИТЧЕНКО, А. Н. НУРЛЫБАЕВ
ИГН АН КазССР, Мингео КазССР

СОСТОЯНИЕ, ЗАДАЧИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КАЗАХСТАНА

Изверженные и метаморфические горные породы слагают 50% территории республики и играют важнейшую роль в геологическом строении и минерации Казахстана. Достаточно сказать, что все эндогенные месторождения хрома, никеля, меди, свинца, цинка, благородных и редких металлов генетически или парагенетически связаны с магматическими либо метаморфическими образованиями. Целенаправленное и углубленное геолого-петрографическое изучение упомянутых образований, несомненно, представляет теоретический и практический интерес.

За истекший со времени II Казахстанского петрографического совещания срок достигнуты заметные успехи в изучении магматических и метаморфических комплексов Казахстана. Они отражены прежде всего в новых обзорных геологических картах, таких, как «Геологическая карта магматических комплексов Казахстана» м-ба 1:500 000 и недавно изданная «Геологическая карта Казахстана и Средней Азии» м-ба 1:1 500 000, а также в сводках и монографиях: «Геология Казахстана», «Магматические комплексы Казахстана», «Металлогения Казахстана», «Металлогенические провинции и пояса Казахстана», «Чу-Илийский рудный пояс», «Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения», «Петрология полихронных плутонов (на примере Джунгарского Алатау)» и др.

В последние годы заметно возросло внимание исследователей к изучению вещественного состава магматических и метаморфических образований, а метод формационного анализа не только стал ведущим в научных разработках, но и широко внедряется в практику геолого-съёмочных работ. Все это позволило уточнить и детализировать схемы расчленения магматических пород, принятых на предыдущем петрографическом совещании, а также значительно углубить исследования проблем связи особенностей вещественного состава магматических продуктов с их тектонической позицией и потенциальной рудоносностью. Внесены также значительные коррективы в схемы межзональной возрастной корреляции магматических комплексов в связи с новыми биостратиграфическими данными. Это служит надёжной основой для составления легенд, подготавливаемых к изданию серий «Государственной геологической карты» м-ба 1:50 000 по важнейшим горнорудным районам республики.

В прошедшем десятилетии благодаря широкому использованию информации космических и высотных снимков существенно пополнились

наши знания о кольцевых структурах, чрезвычайно обильно распространенных в Казахстане. Важно отметить, что значительное число их принадлежит к эндогенным вулканоплутоническим образованиям, слагающим полигенные вулканические постройки.

Большое положительное влияние на развитие петрографии в Казахстане оказало V Всесоюзное петрографическое совещание, проходившее в 1976 г. в г. Алма-Ате. На примере Казахстана были подтверждены закономерная связь тектоники и магматизма складчатых систем (А. А. Абдулин, Г. Ф. Ляпичев и др.), известные теоретические положения о большой роли режима щелочности в металлогенической специализации магматитов. В последние годы в Казахстане немало сделано для изучения метаморфизма и метасоматизма как геологических явлений, измеримых с магматизмом и осадконакоплением и имеющих решающее значение для познания закономерностей локализации, размещения месторождений полезных ископаемых и научных основ их прогноза и поисков. Об этом свидетельствует большое количество тезисов, докладов по этим проблемам, представленных к настоящему совещанию.

Несмотря на определенный прогресс в изучении и картировании метаморфических пород Казахстана, среди исследователей нет единого мнения по ряду важнейших вопросов геологии и петрологии метаморфических комплексов. Наибольшие разногласия возникают по вопросу о природе и возрасте субстрата гнейсово-мигматитовых и гнейсово-сланцевых метаморфических комплексов. Актуальность этой проблемы очевидна в связи с необходимостью как металлогенической оценки метаморфических комплексов, так и правильного понимания геологического строения и истории развития Казахстана в целом и его отдельных структурно-формационных зон.

По сравнению с магматическими и метаморфическими породами относительно слабо разработанной остается петрография гидротермально-метасоматических образований. Разработанные Е. В. Плющевым (ВСЕГЕИ) и его последователями приемы систематики и картирования гидротермально-метасоматических образований показывают огромные масштабы проявления гидротермальной деятельности как самостоятельного геологического явления, а не побочного продукта магматизма. Они позволяют выявить региональную гидротермально-метасоматическую зональность земной коры, зафиксировать ареалы гидротермально-метасоматических образований различной формационной принадлежности, перспективные на соответствующие виды полезных ископаемых, а также обосновывают дополнительные критерии рудоносности для прогнозно-металлогенических исследований различных масштабов.

Несмотря на широкое внедрение в практику метода формационного анализа, следует согласиться с мнением некоторых геологов о недоработанности и дискуссионности основных положений самого метода. Это затрудняет его повсеместное развитие, особенно в силу того, что сам предмет исследований — геологические формации (в том числе магматические) — не имеет единого определения и принципа выделения. В связи с этим применение формационного метода при изучении магматических образований в процессе крупномасштабного геологического картирования в настоящее время не может быть признано удовлетворительным.

В свете новых повышенных требований, связанных с качественно новым этапом регионального геологического изучения нашей страны в целом и Казахстана в частности, в связи с переходом к составлению «Государственной геологической карты» м-ба 1:50 000 нельзя считать достаточными выполняемые в настоящее время петрофизические, петрохими-

ческие, геохимические, радиологические и другие исследования в помощь крупномасштабному геологическому картированию. Следствием такого положения является недостаточная обоснованность выделяемых комплексов и их слабая качественно-количественная и возрастная характеристика.

Особое беспокойство вызывает почти не контролируемый процесс выделения новых магматических комплексов. Если до сих пор это касалось только стратиграфических подразделений (серий, свит и т. д.), то сейчас подобная картина повторяется в выделении интрузивных комплексов (что ни автор, то свой «личный» комплекс). Здесь положение еще более угрожающее, поскольку петрологического кодекса, наподобие стратиграфического, не имеется. По-видимому, Казахстанскому петрографическому совету, его терминологической комиссии следует проявить большую активность в решении этой проблемы путем усиления координации между организациями и авторами-исполнителями.

К недостаткам возрастной корреляции магматических и метаморфических комплексов наряду с другими причинами следует отнести и слабое внимание к физическим методам датирования, их комплексированию, а также недостаточную производительность радиологических и минералогических лабораторий, как в научных, так и в производственных учреждениях.

Следует подчеркнуть, что многие проблемы, а также спорные вопросы магматизма и метаморфизма уже не могут быть решены традиционными геолого-петрохимическими методами; для этого требуется более широкое внедрение в практику научно-исследовательских и геологосъемочных работ минерально-парагенетического и изотопно-геохимического методов, анализа расплавных включений в минералах и т. д. Назрела необходимость организации в республике единого банка разнообразных количественных данных по магматическим породам с более широким использованием ЭВМ для их систематики, а также регулярных публикаций этих данных для ознакомления широкого круга геологов.

Дальнейшие петрологические исследования как магматитов, так и метаморфитов во всех случаях должны быть сориентированы на более глубокое качественное и количественное их изучение в целях выработки конкретных критериев корреляции и расчленения этих пород, что позволит более обоснованно увязывать с ними разнообразные гидрофлюидные проявления и сопутствующее оруденение.

Многие исследователи связывают формирование рудных месторождений Казахстана с магматизмом. В свете этого обоснованное выделение рудоносных магматических формаций приобретает очень важное научно-практическое значение, что требует изучения целой серии признаков их, таких, как геодинамический режим магматизма, тип структурно-формационных зон, место комплекса в ряду геологических формаций, особенности эволюции магматизма внутри конкретной формации и в формационном ряду, состав и структура фундамента и т. д. Безусловно, задача непростая, но решить ее необходимо.

В последние годы появляется все больше сторонников полихронного характера гранитоидных плутонов Казахстана. Для доказательства этого, как правило, требуются весьма тщательные исследования с детальным картированием, которое не всегда может быть выполнено при обычной съемке. Необходимы специализированные работы.

Представляется важным составление для Казахстана также каталогов интрузивных массивов, вулканогенных и метаморфических комплексов (наподобие стратиграфических справочников) с приведением накоп-

ленных минералого-геохимических и петрохимических данных. Последние должны использоваться шире и полнее в комплексе с другой геолого-геофизической информацией для решения вопросов геологии магматических и метаморфических образований. В этом вопросе нельзя не согласиться с некоторыми авторами (в частности, с А. Ф. Белоусовым), что с использованием данных петрохимии изверженных пород могут решаться несколько групп регионально-геологических задач, включающих расчленение и корреляцию пород, геолого-петрографическое районирование, разработку легенд магматических образований, выяснение генезиса магматических комплексов, решение вопросов прикладной минералогии и др.

Основным направлением изучения вулканических толщ остается формационный анализ, который требует дальнейшей теоретической разработки. Важнейшие аспекты теоретических исследований заключаются в уточнении принципов выделения формаций, в разработке и уточнении их рациональной классификации, определении возможности выделения субформаций и критериев их обособления. Исследования конкретных вулканогенных формаций Казахстана должны раскрыть не только соотношения отдельных типов вулканитов, роль лав и продуктов эксплозий, но и вариации в измененных составах как во времени, так и в пространстве. Особое внимание должно быть уделено исследованиям минералогического состава вулканитов, отдельных минералов, геохимических черт пород и т. п. Это приходится подчеркивать, потому что особенно в последние годы резко сократился объем точной петрографической информации в научных публикациях.

Важная задача в изучении вулканогенных образований заключается в исследовании последующих метасоматических преобразований их.

Интересная и ответственная задача стоит перед петрологами Казахстана по проблеме ультрамафитов и мафитов. Развитие смежных геологических дисциплин заставляет проанализировать роль и положение этой группы пород с новых позиций. В настоящее время альпинотипные ультрамафиты, ассоциирующие с габбро, диабазами, базальтоидами, кремнистыми породами, рассматриваются в качестве реликтов или блоков океанической коры. Ранее проведенные исследования, естественно, не могли учитывать положений новой мобилистской гипотезы. Видимо, следует изучить многие массивы ультрамафитов заново: структурные условия локализации ультрамафитов, их взаимоотношения с габброидами, с базальтоидами и кремнистыми толщами, а также их геохимические особенности. Нуждаются в более глубоких исследованиях также метасоматические изменения ультрамафитов, роль флюидных процессов, связанных со становлением этих пород.

Гранитоидам Казахстана всегда уделялось много внимания. Этой группе пород посвящено громадное количество публикаций. В числе основных задач изучения гранитоидов стоит детальное специализированное картирование многих интрузивов, особенно сложных, формировавшихся длительное время и испытывавших послемагматическое воздействие флюидов, со всесторонним изучением состава, особенностей отдельных минералов, как породообразующих, так и аксессуарных, геохимических свойств минералов и отдельных разновидностей пород. Необходимой составной частью таких работ должна быть не только качественная, но и количественная характеристика определяемых свойств.

Дальнейший прогресс в петрологии гранитоидов связан с уточнением возраста, формационной принадлежности, условий локализации отдельных массивов с определением петрохимических, минералогических, геохимических особенностей, структурной приуроченности гранитоидных

комплексов. Многого надо сделать в выяснении связей между отдельными массивами, разновидностями пород в сложных плутонах.

Одна из важнейших задач — выяснение роли и значения послемагматических преобразований гранитоидов, относительного возраста таких изменений, характера связей с собственно магматической деятельностью, возможности регенерации гранитоидных магм и изменения состава магм под воздействием трансмагматических растворов.

К сожалению, в области магматизма Казахстана недостаточно уделяется внимания дайковым комплексам, исключая отдельные районы. В числе основных задач изучения этих магматических тел можно назвать определение региональной структурной позиции поясов, уточнение границ ореолов распространения даек и других малых интрузивов, состава, минералогических, петрохимических и геохимических особенностей дайковых пород, выяснение радиологического возраста как комплексов в целом, так и отдельных разновидностей пород. Изучение таких комплексов имеет важное значение для металлогении, так как, с одной стороны, расположение даек определяет региональный и локальный структурный контроль рудных тел, а с другой — взаимоотношения с дайками часто дают возможность сузить возрастную вилку рудной минерализации и тем самым уточнить ее возраст. К сожалению, дайковым комплексам уделяется все еще недостаточное внимание.

Дальнейшие пути развития представлений о метасоматических образованиях видятся в выделении пневмато-гидротермальных комплексов, в выяснении их минералогических, петрохимических, геохимических особенностей, условий локализации и, что особенно важно практически, в выяснении роли и положения в них промышленной рудной минерализации. Совместное изучение рудных и безрудных, но генетически близких образований, включающих как тела выполнения, так и метасоматиты, должно положительным образом сказаться на результативности металлогенических исследований, открыть новые возможности для металлогенического анализа, поэтому обобщающие работы по выделению флюидогенных комплексов стоят на повестке дня первоочередными.

Важным направлением в изучении метасоматических образований являются исследования строения их ореолов изменения, особенно внешних зон, в которых метасоматоз проявлен слабо, первичные структуры сохранены, а минералогический состав относительно слабо преобразован. Такие ореолы нередко не улавливаются при геологической съемке, но, несомненно, они распространены очень широко, образуя обширные поля. Исследования их должны вестись в наиболее интересных в этом отношении районах, где флюидогенные комплексы рудоносны и имеют важное практическое значение, и сочетаться со структурным анализом. Необходимо устанавливать формы залегания тел слабо выраженных метасоматитов и условия их локализации. Петрографическое изучение по площади, картирование метасоматических формаций, как рекомендуют сотрудники ВСЕГЕИ, должно проводиться в тесной совокупности с детальными геохимическими исследованиями. Это позволит расшифровать историю проявления гидротермальной деятельности в районе и дать количественную оценку перспектив рудоносности на прогнозируемые виды полезных ископаемых. Учитывая, что в настоящее время геолого-съемочные работы должны завершиться определением прогнозных ресурсов по категориям P_3 и P_2 , эта методика представляется наиболее практически рациональной и многообещающей.

В числе первоочередных вопросов по исследованию метаморфических образований Казахстана являются установление природы и возраста субстрата метаморфических комплексов, определение времени, этап-

ности и последовательности развития метаморфических событий, всестороннее изучение метаморфических фаций, геохимических особенностей метаморфических процессов и их металлогенической направленности, метаморфизма как индикатора рудного процесса. Весьма актуальны исследования по геохронологии метаморфических пород.

Следует, очевидно, более активно развивать рудно-петрографическое и петроминерагеническое направление в магматической и метаморфической геологии. В будущем петрология должна развиваться не только на классическом «породном» уровне, но и на молекулярно-атомном, т. е. минерально-элементном или лучше всего петрогеохимическом. Петрогеохимический уровень петрологии — это освоение, помимо петрогенеза, минерального и химического составов, важных проблем рудно-петрографических или петроминерагенических комплексов (формаций), т. е. такой подход включает решение вопросов геолого-генетической связи рудогенеза на молекулярно-элементном уровне. В связи с этим особый интерес для Казахстана представляют выбор и систематическое изучение конкретных петроминерагенических провинций, регионов, полигонов в важнейших рудных районах республики (Мугоджары, Тургай, Северный Казахстан, Рудный Алтай, Северное Прибалхашье и др.).

Весьма перспективным и актуальным представляется развитие в Казахстане технической петрографии, изучающей материалы камнелитейной, металлургической, керамическо-огнеупорной, строительной и других отраслей народного хозяйства. Целесообразно также развитие петрофизических и петротектонических исследований магматических и метаморфических пород Казахстана.

Следует развивать в республике и экспериментальные работы с созданием в перспективе специализированной лаборатории экспериментальной петрографии для проведения опытов по воссозданию моделей природных процессов породо- и рудообразования.

В результате расширения и углубления петрографических и петрогенетических работ должны быть составлены карты — геолого-петрографические, палеовулканологические, метаморфических фаций, метасоматической зональности и др., в первую очередь для важнейших горнорудных районов республики. Предстоит дальнейшая детализация и совершенствование схем расчленения и корреляции магматических и метаморфических комплексов, уточнение их формационной и возрастной принадлежности и потенциальной рудоносности. Схемы корреляции должны составляться в тесной связи с соответствующими стратиграфическими схемами, поскольку и те и другие должны служить основой легенд серий подготавливаемых к изданию «Государственной геологической карты» м-ба 1:50 000.

В заключение необходимо еще раз подчеркнуть, что достижения в изучении магматогенных, метасоматических и метаморфических образований Казахстана, безусловно, значительны. В настоящее время созданы условия для более глубокого познания их природы и происхождения. Поле деятельности для геологов, занимающихся проблемами магматизма и метаморфизма, чрезвычайно широко, как в области теоретических исследований, так и в сфере углубленного сбора точных данных по различным группам пород. Развитие дальнейших исследований по этим направлениям должно сыграть положительную роль как в области познания закономерностей геологического развития Земли, так и в выяснении закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых и в совершенствовании методов их поисков.

Все это послужит дальнейшему раскрытию рудных богатств Казахстана на благо советского народа.

ЗАДАЧИ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ
НА ЭТАПЕ ПЕРЕХОДА К ГОСГЕОЛКАРТЕ-50

Одной из главных задач петрографических совещаний на современном этапе является обновление и утверждение местных схем магматических комплексов и их региональных корреляций. Эта задача перекликается с задачами стратиграфических совещаний в отношении совершенствования местных, региональных и общих схем стратиграфии, на которых в основном и должны базироваться представления об относительном положении или возрасте магматитов. И только отсутствие магматического кодекса СССР дает большую свободу петрографам и позволяет им, как в нашем частном случае, строить свой дом за два года перед проверкой качества его стратиграфического фундамента.

За десять лет, прошедших со II Казахстанского петрографического совещания, четче проявились противоречия и спорные моменты принятых на нем схем [5], хотя в целом это десятилетие не было столь ответственным, как предстоящее. Комплекс разномасштабных поисково-съёмочных и тематических работ, проведенных в последние годы на юге Казахстана, привел к некоторым изменениям и дополнениям принятых схем. Новые данные в области магматизма юга Казахстана заключаются в следующем.

При доизучении северных склонов Киргизского хребта в м-бе 1:50 000 (В. П. Эчкенко) в батолите, ранее целиком относимом к позднему ордовику, делается попытка выделить силурийские гранитоиды акташского и позднедевонские гранитоиды меркенского комплексов и поиному отнести к возрастному членению самих ордовикских плутонов и вулканитов. Эти данные пока не имеют радиологического подтверждения, но соответствуют результатам доизучения в м-бе 1:200 000 Зайлийского района (В. К. Краснобородкин, Ю. Н. Гилев, С. В. Карепов и др.). Здесь в батолитах ордовикских гранитоидов закартированы плутоны более молодых, обычно щелочных и субщелочных гранитов, среди которых по полевым, а также петрографическим и петрохимическим данным выделено пять типов — женишке-сарыбулакский, алмаарасанский, талгарский, озерный и юбилейный, различающиеся между собой по уровню и характеру щелочности. Все они отнесены к среднему—верхнему девону, однако не исключается их более широкий возрастной диапазон от раннего силура до позднего девона. Возможно, девонскими являются граниты-гранодиориты некоторых массивов Большого Каратау, а также лейкокграниты жадринского комплекса Кендыктаса, включенные в предыдущих схемах в верхний палеозой.

Некоторые геологи (С. Г. Токмачева, А. С. Крюков, А. В. Авдеев) предлагают вывести из состава позднеордовикских батолитов и опустить в поздний рифей порфиоровидные калиевые граниты курдайского типа, весьма широко развитые в каледонидах юга Казахстана и всюду тесно ассоциирующие с амфиболит-гнейсовыми толщами архея—карелия или сланцево-микрогнейсовыми — рифея (Киинский, Кендерлыкский и другие массивы). В этой связи следует заметить, что «гранитная» проблема

начинает перекликаться с «офиолитовой» в отношении времени интрузий и протрузий.

В Зайлиском же районе расчленен на две контрастные свиты и поднят до визе-серпухова бывший турне-визейский кетменский вулканический комплекс, однако необходимо уточнение этих данных, так как от них зависит представление о структуре обширных территорий крайнего юга Казахстана и севера Киргизии.

Существенные дополнения и изменения по девонскому и раннекарбонному вулканизму внесены в схему магматизма Джунгарии работами Л. И. Скринник и М. Р. Борукаевой.

Для позднего палеозоя выявляется возможность параллелизации топарского комплекса Токрауской зоны с актогайским Баканасской и датирования их обоих поздним карбоном, так как актогайские гранодиориты перекрыты с разрывом колдарской свитой позднего карбона — ранней перми.

В Каратауском, Чу-Илийском и Южно-Джунгарском регионах возможно выделение комплексов самостоятельных, в том числе дайковых интрузий (манасского, канбского, коспанского, калкамысского) щелочно-базальтового или пестрого состава.

Дополнения для Моинтинского района вызваны неточным заполнением корреляционной таблицы в момент ее создания. Подобные неточности вкрались и в решения последнего стратиграфического совещания, где, например, рифейские порфириды Атасу-Моинтинского района помещены на уровень раннего протерозоя. Учитывая важность для практики принимаемых решений, надо саму вероятность появления ошибок свести к минимуму.

По геосинклинальному магматизму юга Казахстана последними работами А. В. Авдеева, К. А. Азбеля, И. И. Парецкого, А. К. Ахматуллина, В. К. Краснобородкина, Ю. Н. Гилева, В. М. Буренина, А. Ф. Ковалевского, В. Л. Киселева, М. Р. Борукаевой, Л. И. Тимофеевой, Н. Ф. Михайловой и др. надежно подтверждено, что перидотит-габбровые комплексы Жалаир-Илийской офиолитовой сутуры (чу-балхашский, сарытауский и др.) тесно связаны со спилитами, скорее всего, кембрийского возраста (ащисуйская, аксайская, захаровская свиты) в составе единой вулканоплутонической ассоциации океанического типа, хотя в ряде зон, например Сарытумской, возможны их ордовикские эквиваленты или возрастные аналоги островодужного типа. Эти работы привели к созданию новой геодинамической модели развития территории юга Казахстана [2], в которой учтены замаскированные постпокровной изоклинальной складчатостью интенсивные раннепалеозойские покровные и подвиговые перемещения.

Как известно, петрографические методы применяются при изучении магматических, метаморфических и осадочных пород. Наше совещание традиционно обращает внимание на исследования магматизма и метаморфизма, отдавая осадочные породы преимущественно в руки литологов, которых очень мало, и биостратиграфов, которые чаще всего петрографическими методами в совершенстве не владеют. Выход в свет «Стратиграфического кодекса СССР», ставящего во главу угла принцип литологической индивидуальности местных стратиграфических подразделений, побуждает существенно усилить геолого-петрографические исследования с целью обеспечить объективность в разработке местных стратиграфических схем с критическим анализом правомерности ранее выделенных свит. Возведение в ранг «Государственной геологической карты СССР» геологической карты м-ба 1:50 000 повышает требования к детальности и обоснованности разрабатываемых легенд к группам лис-

тов, подготавливаемых к изданию. Это касается, прежде всего, усиления всестороннего изучения вещества всех геологических тел и комплексов. Одновременно необходима количественной оценки прогнозных ресурсов на стадии региональных геологических работ по категории P_2 при геологическом картировании м-ба 1:50 000 определяет важность более углубленного изучения литологии рудовмещающих комплексов и околорудных измененных пород для обоснованного выбора эталонных месторождений.

Таким образом, главные задачи переходного этапа к Госгеолкарте-50 заключаются в необходимости усиления комплексных геолого-петрографических исследований всех типов пород. Сейчас нет недостатка в разнообразных методических руководствах по их изучению при геологических съемках. Как правило, это объемистые сборники, написанные коллективами узких специалистов, которые сами в настоящий момент съемок не ведут. Требований в этих сборниках более чем достаточно для урезанных ныне предельно штатов поисково-съёмочных партий, однако сведений об оптимуме необходимой и достаточной информации нет. Наверное поэтому реальные геологические отчеты по результатам поисково-съёмочных работ очень велики по объему, содержат, на первый взгляд, обильный материал, который при внимательном рассмотрении оказывается перегруженным малозначащей второстепенной информацией, не позволяющей «за деревьями видеть леса».

Критический анализ состояния петрографических исследований на стадии региональных геолого-съёмочных работ и их соответствие ставящимся ныне задачам вызывает у авторов, как членов филиала НРС ВСЕГЕИ, определенное беспокойство. Когда вчитываешься в описания разрезов, стратиграфических колонок и легенд к картам по районам развития даже вулканогенных пород, с петрографией которых дело должно обстоять более или менее благополучно, ощущаешь мнимость царящего там благополучия. В текстах «андезиты» соседствуют с «туфами смешанного состава», «игнимбриты» и «спекшиеся туфы» с «туфолавами», «автомагматическими брекчиями», «игниспумитами». Пестрота описаний одних и тех же разрезов в сводных работах предельна, возможность надежных корреляций в этих условиях сомнительна. Чувствуется крайняя необходимость стандартизации выделения, описаний и классификаций, которые, видимо, должны проводить сами съёмщики на основании реальных свойств реально картируемых тел. При этом даже среди молодых и структурно просто построенных образований свиты должны выделяться по веществу, а коррелироваться по возрасту, методы определения которого пока остаются несовершенными из-за несовпадений датировок по фауне и флоре и из-за большого разброса радиологических цифр.

Еще больше неясностей и неопределенностей встречается при расчленении и описании стратиграфических подразделений нижнего палеозоя. Свиты здесь пестры по составу, не имеют своего литологического лица. Примером таких «единиц» является жайсанская свита гор Кендыктас, в которую выделены разнородные по составу и возрасту породы (туффитовые ритмиты, фосфориты, тонкослоистые известняки, фосфатоносные фтаниты, кварцевые песчаники) суммарной мощностью 3 км, которые в соседней зоне подразделены на жайсанскую, сулусайскую и джамбулскую свиты. Обычны безликие термины «песчаник», «кремнистый сланец», «известняк», «кварцит» без указания окраски, состава, текстур, характера микро- и макрофауны, возможностей ее переотложения. А ведь именно петрография осадков является ключом к надежному определению состава, структур, текстур, фациальной принадлежности и

возраста пород, без которых невозможны ни объективный палеогеографический и палеотектонический, ни, тем более, палеогеодинамический анализы. Многие разновидности фтанитов и яшм можно называть спонголитами, радиоляритами, радиоспонголитами, конодонторадиоляритами. Что исследования на стыке микропалеонтологии и петрографии могут представлять и теоретический интерес, показывает наш опыт обнаружения в 1981—1982 гг. в кремнях низов разреза бурбайтальской свиты аренига уникальных образцов с конодонтоносителями ордовика, и только недоверие специалистов позволило зарубежной статье о подобной находке появиться в 1983 г. [3] раньше нашей.

То же самое касается метаморфических пород докембрия. Подразделение их на стратиграфические единицы и состав последних зачастую не обоснованы ни структурно, ни петрографически. В связи с пестротой состава свиты обычно в поле не опознаются. В большом ходу такие безликие термины, как «песчаники», «сланцы», «кварциты», «амфиболиты», «кристаллические сланцы» без указания установленной или предполагаемой природы эдуктов. Так, например, при контрольном петрографическом просмотре «песчаники и сланцы» огизтауской и киинтасской свит условного кембрия оказались микрогнейсо-кварцитами по углисто-глинисто-кремнистым, углисто-глинисто-карбонатно-кремнистым сульфидоносным и безсульфидным глинисто-кремнистым ритмитам докембрия. Присутствие в них микропорфиробласт граната и силлиманита, который принимался ранее за актинолит, может указывать на принадлежность рудных сланцев не к кровле, а к подошве гранитных плутонов, что представляется очень существенным при прогнозной оценке Киинтасского района на полиметаллические проявления холодненского типа.

Важно, однако, подчеркнуть, что и при хорошей петрографической изученности докембрия и офиолитов, в процессе детального картирования во многих районах Казахстана созданы схемы стратиграфии и магматизма, неприемлемые для Госгеолкарты-50.

При ревизионном картировании палеозойских офиолитовых зон Казахстана устанавливается ранее недооцененная их чрезвычайная структурная сложность, когда в ансамблях тектонических покровов отдельные литостратиграфические единицы оказываются сорванными, перетасованными, а затем не раз смятыми в складки. Но даже в меланжах фанерозоя все же имеются блоки пород с органическими остатками, позволяющими отбраковывать ошибочные варианты геологических построений [1, 4].

Что касается докембрия, то контроль органикой здесь не работает, цифры радиологического возраста дают большие разбросы, поэтому при разработке схем стратиграфии и магматизма в сложном дислоцированных районах обязателен комплекс разнообразных исследований (структурных, литологопетрографических, радиологических и т. д.). В любом случае результаты построений для докембрия несут вероятностный характер. Л. И. Филатовой разрез докембрия Улутау выдвинут как опорный для разработки корреляционной шкалы докембрия Казахстана. Однако, проанализировав стратиграфические построения по докембрию Северного Улутау, С. Г. Токмачева в 1980 г. установила, что почти у каждой докембрийской свиты трижды менялось название и положение в разрезе.

Сводный разрез докембрия Улутау, по Л. И. Филатовой, насчитывает 10 серий, 30 свит и 130 толщ суммарной мощностью 70 км. Литологическая пестрота свит предельна, так что авторам схем приходится оперировать с диаграммами баланса вещества свит и серий. Например, в верхнюю кумолинскую свиту Л. И. Филатовой выделена ассоциация из 8 типов пород — серицит-кварцевых сланцев, порфириидов по туфам ли-

паритового состава, бластопсаммитовых сланцев, графитистых филлитов, филлитов, бластопсаммитовых кварцитов, известняков и базальтов. Породная ассоциация карсакапайской серии представлена 16 типами пород. По набору пород свиты оказываются чрезвычайно сходными друг с другом. Нереальность выделенных стратиграфических единиц подчеркивается их большими мощностями. Фациально изменчивая аралбайская серия сопоставляется с сумийско-сарнилийским комплексом Карелии, но вчетверо превосходит его по мощности (7000 и 1400 м соответственно). Майтубинской серии мощностью до 9 км, накопление которой, по Л. И. Филатовой, происходило в течение семи самостоятельных циклов, разделенных перерывами и несогласиями [8], когда континентальный липаритовый вулканизм прерывался морскими трансгрессиями, невозможно подыскать какого-либо формационного аналога в истории Земли от докембрия до наших дней.

Схемы стратиграфии и магматизма докембрия Улутау составлялись с широким использованием петрографии, но при забвении структурного метода. Та же петрография указывает на чрезвычайное сходство порфироидов урнекской и ишанской свит бектурганской и аралбайской серий, бурмашинской, болбраунской и биитской свит карсакапайской серии. Как правило, все они представлены амфибол-хлорит-эпидот-альбитовыми сланцами с лейкоксеном по ильмениту и почти постоянно присутствующим стильпномеланом, который принимался ошибочно за биотит. В сланцах урнекской и ишанской свит метаморфические минералы имеют обычно более крупные размеры — до 1 мм для зеленой и винчитовой роговой обманки и до 0,2 мм для эпидота, непременно присутствуют пойкилобласты альбита, обычны биотит и фенгит. Это, по существу, низкотемпературные амфиболиты. В зеленых сланцах карсакапайской серии размеры кристаллов зеленого и винчитового амфибола не превышают 0,1—0,3 мм, а эпидота 0,05 мм. Амфибол чаще представлен более низкотемпературной актинолитовой разновидью, порфиروبласты альбита редки и нетипичны. Лучше сохраняются реликты оцитовых структур.

Таким образом, петрографически подтверждается наличие лишь двух отличных друг от друга типа метаморфитов по протерозойским базальтам-диабазам Улутау — аралбайского и карсакапайского. Петрографически также подтверждается тождественность друг другу порфироидов Улутау, из-за неучета сложной складчатости растасованных в две серии (жйидинскую и майтубинскую) и четыре свиты (дюсембайскую, жаункарскую, жиландысайскую и татпенскую). Эти порфириды по возрасту, скорее всего, отвечающие среднему рифею, отличаются надежно лишь от порфиров коксуйской и белеутинской серий верхнего рифея, которые по степени сохранности спорят с породами палеозоя, обнаруживая лишь большее дробление, катаклаз, серицитизацию.

По нашему глубокому убеждению, непризнание новых тектонических концепций большинством геологов Казахстана происходит из-за слабой изученности ими петрографии брекчий и тектонитов шарьяжного, меланжевого, олистостромового, ударного и другого происхождения, а также типичных для палеозон Вадати—Заварицкого—Беньофа специфических меланжей с обломками метаморфических пород, образовавшихся в условиях высоких давлений. Минералы-датчики таких условий найдены нами во многих зонах юга Казахстана, в частности в Анархайской полосе метаморфитов даже в листовниках и гальке лланвирских конгломератов узунбулакской свиты. Они обычны для всех офиолитовых зон Казахстана и свидетельствуют о реальности поддвиговых процессов. С ними могут познакомиться участники Чарской экскурсии. Еще недостаточно изучены зоны специфических метаморфитов, указывающих на

совмещение динамотермальных и метасоматических процессов над «следами палеозон Беньюфа» типа Конуроленского разлома, который описан [6] в категории многоликих шовных структур.

Наконец, следует отметить еще один очень важный для практики момент. На основании избытка в публикуемой геологической литературе не новой принципиально «шумовой информации» геологи-поисковики зачастую не располагают надежными данными о геологии даже давно известных эталонных месторождений мирового класса, каковыми, например, являются Джезказган и Мурунтау. Просмотр петрографических шлифов, привезенных геологами и геохимиками ПГО Южказгеология непосредственно с карьеров, где в прекрасных обнажениях можно было хорошо наблюдать макросвойства и соотношения пород, показал на превратность почерпнутых из массовой литературы представлений о геологии и генезисе этих гигантов. Результаты просмотра таковы: черные сланцы Мурунтау черны не столько от углеродистых примесей, сколько от присутствия тонкочешуйчатого роговикового биотита, многие из терригенных пород беспанской свиты являются существенно кварцевыми песчаниками. Возникает вопрос, с чем связано золото Мурунтау — с химической садкой в биологически активных глинах, с механическим переносом в древних россыпях или с контактово-метасоматическими воздействиями со стороны слепых гранодиоритовых батолитов? Ответов в литературе много и все они разные.

Серые рудные песчаники Джезказгана имеют зеленовато-серый цвет вследствие развития в красноцветах хлорита гидротермального происхождения и являются потому околорудно-измененными породами. Наложенный характер руд очевиден. Остается только согласиться с результатами последних детальнейших исследований М. К. Сагпаевой, всем комплексом их доказавшей сравнительно высокотемпературный наложенный гидротермальный генезис руд Джезказгана. Соответственно этим данным должна строиться и стратегия поиска руд джезказганского и мурунтауского типов. Очевидно только одно — на легкость открытия надеяться не приходится, ибо локализация объектов зависит от большого числа факторов разной природы.

В области радиогеохронологии надо переходить к серьезным экспериментальным работам, которые позволили бы надежно ориентироваться в больших массивах противоречивых цифр. Физика — наука точная, тонкая. Таким же безупречным и определенным должен быть объект физического исследования, а коль скоро геологические объекты очень сложны, интерпретация результатов радиологического определения невозможна без комплексного минералогического анализа исследуемых пород, руд, слюд, роговых обманок и цирконов, особенно из докембрийских толщ, где минералы подвержены дроблению и существенной перекристаллизации.

Обилие и многообразие задач, стоящих перед петрографической службой Казахстана на этапе перехода к Госгеолкарте-50, требуют четкой и слаженной работы специалистов производственных организаций и научных учреждений в области петрографии осадочных, магматических и метаморфических пород по принципу многоступенчатой ракеты и лазера.

Принцип многоступенчатой ракеты должен нацеливать на движение к новому от уже достигнутого. К сожалению, многие исследования лишь дублируют друг друга с 10—20-летним разрывом, не принося принципиально нового. Об этом свидетельствуют некоторые представленные к совещанию тезисы (например, В. С. Заикановой и А. В. Заичкиной о рифейском вулcano-плутонизме Атасу-Моинтинского водораздела,

И. Е. Кузнецова о базитах Кемпирская). Образцом принципиально новых исследований являются работы по северной части Центрального Казахстана, результаты которых отражены в докладе Э. М. Спиридонова [7].

Принцип лазера соответствует усилиям больших коллективов, вооруженных хорошими идеями. Бояться хороших идей не следует. Знаменитый русский ученый И. П. Павлов говорил: «Если нет в голове идей, не увидишь и фактов». Накопление «больших массивов» количественно-минералогических, геохимических, петрохимических данных и радиологических дат необходимо, но недостаточно для нашего движения вперед. Нужны идеи, подобные высказанным Ф. А. Летниковым о связи процессов гранитизации на куполах с крупномасштабным накоплением полиметаллов в смежных мульдах, подтвержденные практикой изучения вулканизма и рудогенеза Рудного Алтая (доклад М. С. Козлова). По нашим данным, такие же связи характерны и для полиметаллических гигантов Атасуйского района, что и определяет большое значение идей в практике металлогенического прогноза как основной цели геологических исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдулин А. А., Авдеев А. В., Сеитов Н. С. Тектоника Сакмарской и Орь-Илекской зон Мугоджар. Алма-Ата, 1977. 240 с.
2. Авдеев А. В. Геодинамическая модель развития Жалаир-Илийской офиолитовой зоны юга Казахстана. — *Общ. и регион. геол., геол. карт. Экспресс-информ. ВИЭМС. М.*, 1983, вып. 10, с. 1—4.
3. Аристов В. А. Кому принадлежали конодонты? — *Природа*, 1984, № 2, с. 114—115.
4. Ермолов В. П., Полянский Н. В., Добрецов Н. Л. и др. Офиолиты Чарской зоны. — В кн.: Офиолиты. Алма-Ата, 1981, с. 103—178.
5. Корреляционные схемы магматических комплексов Казахстана: Труды II Казахстанского петрограф. совещ. Ч. 2. Алма-Ата, 1977. 116 с. с прил.
6. Паталаха Е. И., Смирнов А. В., Поляков А. И. Генетические типы геосинклинальной складчатости: (Казахстан). Алма-Ата, 1974. 208 с.
7. Проблемы петрологии Казахстана: Тезисы III Казахстанского петрограф. совещ. Алма-Ата, 1984, т. 1. 199 с; т. 2. 185 с.
8. Филатова Л. И. Стратиграфия и историко-геологический анализ метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана. Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М., 1978. 50 с.

УДК [552.3+552.4]+553.2

Ф. А. ЛЕТНИКОВ

ИЗК СО АН СССР

ПЕТРОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ЗРЕЛОСТИ ЛИТОСФЕРЫ

На основании многолетних исследований флюидного режима эндогенных процессов формирования горных пород и руд было установлено [3, 4, 6, 7], что от архея до кайнозоя происходил однонаправленный процесс отступления в глубь литосферы фронта восстановленных флюидов с высо-

ким Н:С отношением в них. Поскольку гранитизация пород в верхних частях литосферы происходила под воздействием в существенной мере восстановленных флюидов [3], то это дало основание для геохимического обоснования существующего предположения о выносе гранитизирующих компонентов из верхней мантии и формировании на их основе континентальной коры. Общность флюидного режима всех эндогенных процессов, протекающих в докембрии и фанерозое для отдельных сегментов земной коры [4], позволила обосновать тезис о наличии в мантии единого источника флюидов, питающего все эндогенные системы, функционирующие в коре и верхней мантии [5].

Исходя из этих данных было сделано предположение о том, что по мере усиления массопереноса гранитизирующих компонентов в верхние части литосферы происходит истощение верхней мантии главным образом по щелочам, углероду и флюидным компонентам, что должно привести к ее базификации и консолидации. Иными словами, итогом такого длительного однонаправленного процесса массопереноса флюидных и некогерентных компонентов в верхние части литосферы должно явиться: 1) развитие процессов гранитизации и обусловленного ими гранитоидного магматизма в коре; 2) отступление в глубь мантии флюидно-щелочного фронта и расслоение ее на верхний истощенный слой и нижний, из которого эти компоненты в достаточной мере не вынесены [3]; 3) наращивание сверху вниз мощности раскристаллизованных пород, подчеркивающих уровни истощения мантии, непосредственный рост ее жесткого литосферного слоя [3, 6].

Исходя из этой схемы астеносферный слой, фиксируемый на различных уровнях литосферы, имеет флюидную природу и отображает уровни истощения верхней мантии, степень перераспределения флюидных и гранитизирующих компонентов между мантией и корой. На основании такой направленности процесса был сделан вывод о том, что с учетом объема кислых пород в коре (гнейсы и гранитоиды) им должна отвечать эквивалентная мощность дегранитизированной верхней мантии и ниже какого-то определенного для каждого региона уровня следует вновь ожидать в мантии повышения содержания щелочей и флюидных компонентов [3]. В дальнейшем этот вывод был подтвержден при сопоставлении средних составов базальтов разных типов [1]. Первоначальный вывод об аналогичном характере распределения для кремнезема не подтвердился: ему свойственно монотонное уменьшение содержания от верхних к нижним частям литосферы.

С учетом полученных данных можно выделить различные уровни истощения верхней мантии и рассматривать астеносферу как зону, обогащенную флюидами, щелочами и некогерентными элементами [3]. Иными словами, длительность и интенсивность истощения верхней мантии должна приводить к уменьшению мощности астеносферы, вплоть до полного исчезновения. И действительно, сопоставление мощности астеносферного слоя под океаном и континентами и степени деазификации коры указывает на прямую зависимость между этими параметрами — чем кислее кора, тем меньше под ней мощность астеносферы.

Исходя из такой концепции вводится понятие о различных уровнях зрелости литосферы, определяемое в первую очередь интенсивностью эндогенной деазификации ее верхних частей, относимых к земной коре, степенью истощения мантии ниже поверхности Мохоровичича, мощностью и глубиной залегания астеносферного слоя. В геологическом аспекте о зрелости литосферных блоков можно судить по характеру эндогенных процессов, проявленных в земной коре. Как было сказано выше, Н:С отношение во флюидах, заключенных в горных породах, является

своеобразным геохронометром и по нему можно судить об относительном возрасте однотипных серий пород.

Сопоставление по Н:С отношению разновозрастных комплексов ультраосновных пород докембрия Прибайкалья (рис. 1) однозначно указывает, что в интервале образования 2,6—1,6 млрд. лет, определенных Rb—Sr методом, величина Н:С возрастает от 2 до 23, что свидетельствует об отступлении флюидного фронта в глубь мантии и соответственно очагов плавления для данного типа пород [4].

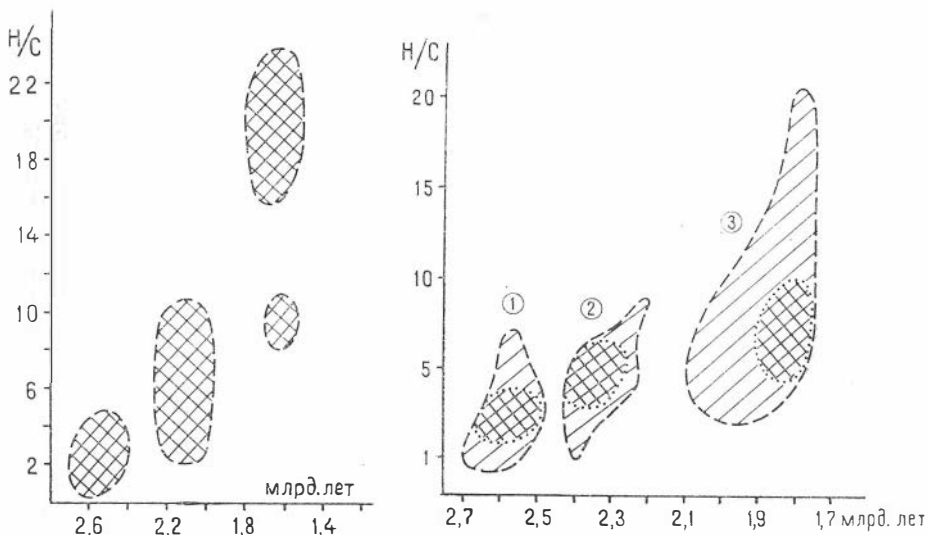


Рис. 1. Сопоставление разновозрастных ультраосновных комплексов

Рис. 2. Сопоставление гранито-гнейсовых комплексов Прибайкалья и реликтов пород основного состава (прямоугольная штриховка).

1 — Шарыжалгай; 2 — Приольхонье; 3 — Святой Нос

Аналогичное сопоставление друг с другом продуктов гранитизации (гнейсы, мигматиты, эндербиты, чарнокиты, гранитоиды, пегматиты) в таком же временном интервале (рис. 2) однозначно указывает на четкое проявление той же тенденции и удивительном совпадении величин Н:С отношений для пород основного состава и продуктов их гранитизации. Эти данные еще раз подчеркивают единство источника флюидов для эндогенных процессов, протекающих в мантии (выплавление базит-гипербазитовых расплавов) и в коре (гранитизация и выплавление кислых расплавов).

Как показано ранее [4], такая обстановка сохранялась до фанерозоя и только после этого на континентах флюидные системы разделились на мантийные и коровые.

Для зрелого литосферного блока характерны полихронные процессы метаморфизма высоких ступеней ареального типа в раннем докембрии и сужение до узких зон и поясов в позднем докембрии и фанерозое. Наряду с метаморфическими процессами, а часто сопряженно, но с некоторым запаздыванием, в зрелых литосферных блоках проявлены процессы гранитообразования. Под термином «гранитообразование» мы понимаем всю совокупность факторов, приводящих к появлению гранитоподобных пород. Сюда включены гранитизация и кристаллизация из расплавов на различных термодинамических уровнях земной коры и в разные геологические эпохи.

Как показано ранее [2], гранитизация протекает с приращением объема и снижением плотности гранитизируемого субстрата. В итоге это приводит к широкому развитию гранито-гнейсовых куполов и почти сплошной дебазификации верхних частей коры. Процесс гранитизации является подготовительным по отношению к последующему плавлению, которое может и не реализоваться в зависимости от уровня зрелости той или иной купольной структуры. Чем длительнее процесс гранитизации

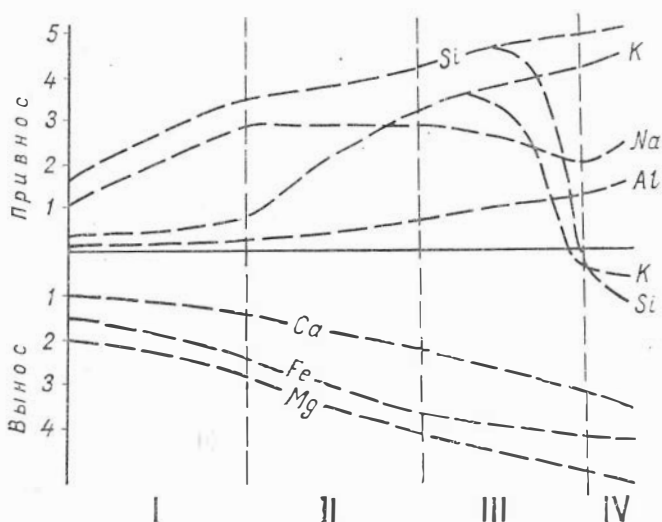


Рис. 3. Сопоставление в кратных величинах привноса и выноса породообразующих компонентов.

I — плагиигранитизация; II — гранитизация калиевого этапа; III — гранитизация расплавов и пород гранодиорит-гранитового ряда; IV — этап формирования ультракислых и щелочных редкометалльных гранитоидов

данного участка земной коры, тем более зрелые купола развиты на нем. Критерием зрелости является степень раскисления первичного субстрата, большие объемы гранитизированных пород и высокая степень воздымания купола по отношению к исходному состоянию.

Отметим не менее важный в металлогеническом отношении аспект образования околкупольных депрессий, в которых формируются многие стратиформные, а на более поздних этапах и гидротермальные месторождения меди, свинца, цинка, золота, урана, серебра, сурьмы и других металлов. Зрелость купола определяет и зрелость околкупольной депрессии, когда на завершающих этапах развития этих структур в них проявляется полярно направленный магматизм, все более кислый на куполе и основной в депрессии. Наиболее зрелые околкупольные депрессии на стадии высокой зрелости приобретают некоторые черты рифтогенных структур. Металлогения пары «купол — околкупольная депрессия» во многом определяется степенью истощения мантии, из которой поступают гранитизирующие компоненты, но главным образом флюидным режимом процесса, степенью зрелости этих структур и уровнем эрозионного среза.

Гранито-гнейсовые купола обычно имеют ареальное или поясовое развитие и во всех случаях купола или области их скопления являются прогрессивно растущими участками земной коры — это так называемые «антиклинорные поднятия», «срединные массивы», иными словами,

устойчивые области эрозии, сопровождаемые эквивалентными им по размерам аккумулятивными бассейнами.

Во всякой купольной структуре выделяется зона эндогенного привноса, когда за счет гранитизации и сопряженных с ней процессов к периферии купола десятки и сотни миллионов лет перемещаются огромные массы вещества и формы его концентрирования могут носить самый различный характер. На рис. 3, 4 приведены результаты сопоставления нескольких тысяч анализов по гранито-гнейсовым куполам Восточной

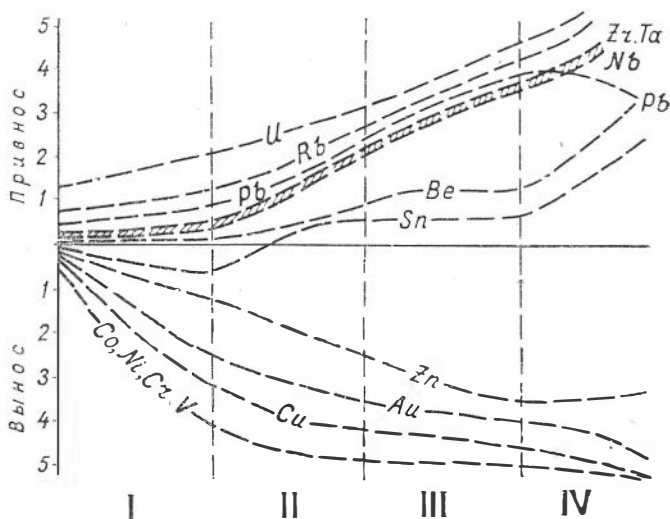


Рис. 4. Сопоставление в кратких величинах привноса и выноса рудных компонентов.

Усл. обозначения те же, что и на рис. 3

Сибири и Кокчетавской глыбы, где все типы пород являются членами единого генетического ряда. Из общей модели формирования купола следует, что привнос вещества продолжается и после расплавления гнейсового субстрата, а за счет гранитизации исходных гранодиоритовых расплавов формируются все более кислые разновидности гранитов [2].

Этот процесс проявляется в зрелых куполах на конечных этапах их эволюции, когда в небольшие по размерам очаги остаточных расплавов глубинные флюиды приносят не только гранитизирующие, но и рудные компоненты. Таким путем образуются ультракислые или щелочные редкометалльные граниты, трассирующие своим размещением зоны глубинных разломов.

Поскольку купола или участки их скопления представляют собой устойчивые области эрозии, то необходимо выделить зону экзогенного сноса в сопряженный бассейн седиментации. По мере роста куполов и усиления эрозийной деятельности в сферу экзогенного переноса вовлекаются все более глубокие части разреза купола и это сказывается на геохимической специализации формирующихся в бассейнах седиментации осадков. Именно на этой стадии в подобных структурах и возникают аномально обогащенные медью осадки — будущие полигенные месторождения медистых песчаников, скопления сидеритов и горизонты свинцово-цинковых руд, ванадиевые сланцы и т. д., поскольку все рудные районы, представленные стратиформными месторождениями меди, цинка, свинца, золота, ванадия размещаются на периферии областей, сло-

женных гранито-гнейсовыми куполами, и характеризуют высокую зрелость литосферы.

Отступление астеносферы на глубину обуславливает повышение жесткости наастеносферного слоя и увеличение глубины проникновения разломов на нижние уровни литосферных блоков, наиболее обогащенные щелочами, восстановленными флюидами и углеродом. Это позволило [3, 4] выделить по признаку обогащения продуктов магматической и метасоматической деятельности углеродом, щелочами, некогерентными элементами и восстановленными флюидами специфические глубинные разломы (С-структуры), глубоко дренирующие литосферу и достигающие неистощенного слоя, фиксируемого как астеносфера.

С подобными зонами, дренирующими неистощенную мантию, часто связаны щелочные метасоматиты, для которых характерны скопления графита и находки алмазов, образующихся в этих зонах под воздействием восстановленных флюидов [7]. По мере роста мощности наастеносферного слоя или же увеличения глубины проникновения разломов мантийный магматизм развивается в следующем ряду: базальты → → ультраосновные щелочные расплавы и карбонатиты → ультраосновные расплавы, кимберлиты.



Рис. 5. Степень и характер рудоносности литосферных блоков (продольная штриховка — незначительное проявление, поперечная — наиболее типичные представители)

I — ранний; II — средний; III — завершающий этапы

Если суммировать в металлогеническом аспекте данные о связи определенных типов месторождений с различными уровнями зрелости литосферы, то в схематическом виде их можно отобразить на рис. 5. Здесь выделены три этапа: первый — незрелая литосфера, где континентальная кора отсутствует или начинает формироваться; второй — континентальная кора существует, гранито-гнейсовые купола развиты в значительной мере и переходят от плагิโอгранитовой стадии к проявлению калиевой тенденции, мантийный магматизм связан с зоной истощенной мантии; третий — высокая зрелость литосферы, завершенность формирования куполов и околокупольных депрессий, разломы достигают

астеносферного слоя, в верхние части литосферы поступают расплавы и флюиды, обогащенные щелочами, углеродом и некогерентными элементами.

Хотя объем статьи не позволяет в полной мере осветить все стороны новой концепции, но и приведенные данные, носящие постановочный характер, позволяют считать, что разделение геоблоков по степени зрелости литосферы позволяет по-новому объяснить многие черты проявления в них эндогенных процессов и более обоснованно проводить металлогенические построения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Эндогенные режимы и мантийный магматизм. — Геотектоника, 1983, № 6, с. 3—13.
2. Летников Ф. А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск, 1975. 214 с.
3. Летников Ф. А., Леонтьев А. Н., Гантимурова Т. П. Флюидный режим гранитообразования. Новосибирск, 1981. 183 с.
4. Летников Ф. А. Эволюция флюидного режима эндогенных процессов. — ДАН СССР, 1982, т. 262, № 6, с. 1438—1439.
5. Литвиновский Б. А., Летников Ф. А. Единая направленность эволюции флюидного режима базитовых и гранитоидных магм. — В кн.: Вопросы генетической петрологии. Новосибирск, 1981, с. 111—131.
6. Флюидный режим формирования мантийных пород. Новосибирск, 1980. 143 с.
7. Флюидный режим метаморфизма. Новосибирск, 1980. 192 с.

УДК 552.3:551.24.031(574)

А. Н. НУРЛЫБАЕВ, В. И. СТАРОВ

ИГН АН КазССР

ПЕТРОГЕНЕЗ ГРАНОДИОРИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ

Название статьи далеко не полностью отражает научную суть ее содержания. Дело в том, что на большей части территории Казахстана нет хорошо обнаженных магматических тел, которые были бы сложены только гранодиоритами. Они генетически неразрывно связаны с другими породами средне-основного и кислого состава. В литературе эти факты частично отражены в таком абстрактном определении, как «формация гранитоидов пестрого состава». Мы под конкретной или абстрактной гранодиоритовой формацией подразумеваем такую природную ассоциацию магматических горных пород, в которой преобладают гранодиориты (рис. 1), находящиеся в парагенетическом сообществе с габбро, диоритами, тоналитами, гранитами. Обязательным условием типовой формации должны быть вполне определенные парагенезы породообразующих, аксессуарных минералов и конкретное пространственное и тектоническое размещение. Это определение заимствует многие научные положения, развитые в свое время Ю. А. Кузнецовым, К. И. Сатпаевым, В. Қ. Моничем, сейчас успешно разрабатываемые А. Ф. Белоусовым [3], Г. В. Поляковым [8], Г. Н. Щербой [14], во ВСЕГЕИ — В. Л. Масайтисом, Н. П. Михайловым, В. Н. Москалевой [9], в ИГЕМ — О. А. Богатиковым [2], В. И. Коваленко [4], Р. М. Яшиной и многими другими [5, 8—13]. В нашем институте оно развивается под руководством А. А. Абдулина [1]

и Г. Ф. Ляпичева [6, 7], которые в отличие от многих исследователей большое значение в формационном учении придают анализу тектонического режима. Суть его заключается в том, что вся территория казахстанских палеозойд расчленяется на группы структур ортогеосинклинального, медиогеосинклинального и парагеосинклинального типа. Такое районирование подробно рассмотрено в опубликованных работах и отражено на изданных картах, с которыми геологи хорошо знакомы, поэтому нет необходимости демонстрировать повторно известные тектонические схемы и научные положения.

Мы попытались проанализировать свой и литературный материалы по гранодиоритовым и некоторым другим средне-основным магматическим комплексам, развитым в пределах названных типов структур в интерпретации Г. Ф. Ляпичева [6, 7].

Области каледонской складчатости

Медиогеосинклинальные зоны каледонид возникли в результате деформации сиалического основания, при режиме прогибания.

1. Северный Казахстан. В пределах зон типа островных дуг с субокеанической новообразованной корой (Степнякская и Кыркудукская структурно-формационные зоны) существуют разновозрастные (O_3-S)

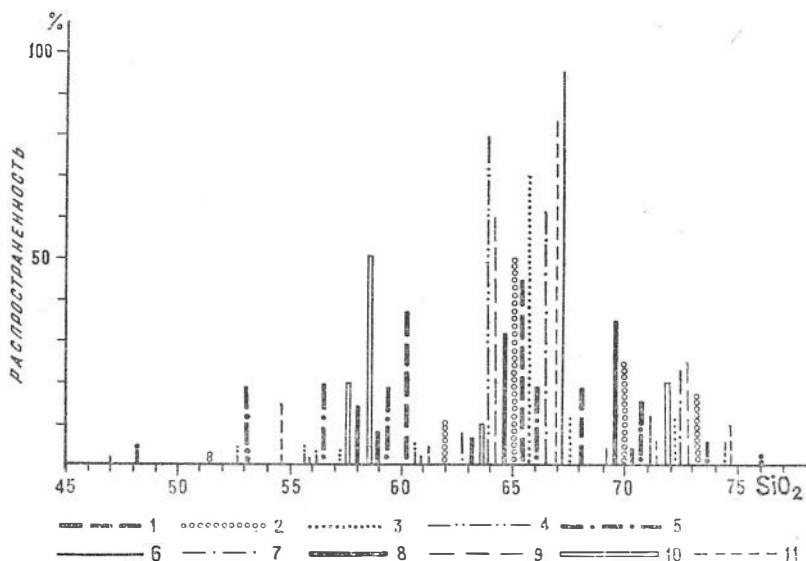


Рис. 1. Количественные (объемные) соотношения пород разной кислотности в магматических формациях гранодиоритового семейства.

Комплексы: 1 — курдайско-чатыркульский (Южный Казахстан); 2 — балхашский; 3 — топарский; 4 — саякский (Северо-Западное Прибалхашье); 5 — мегринский (Армения, Каджаран); 6 — бакалинская; 7 — нуратинская серии (по Э. П. Изоху, Западный Узбекистан); 8 — мартайгинский (по Ю. А. Кузнецову); 9 — центральномонгольский (по В. И. Коваленко, Монголия); 10 — гранодиоритовый; 11 — амгуэмо-пегтымельский (по А. П. Милову, Чукотка и Северо-Восток СССР)

контрастно и последовательно дифференцированные плутоны. В первом случае преобладают габбро-диориты и лейкократовые адамеллиты, во втором — тоналиты-гранодиориты. На тех участках островных дуг, где отмечаются остатки континентальной деградированной коры (Аксуй-

ская, частично Бестюбинская зоны) встречаются плутоны, сложенные преимущественно кварцевыми диоритами, гранодиоритами и гранитами, а габбро-тоналитовая ветвь редуцирована.

2. Южный Казахстан. В зоне рифтового типа с субокеанической новообразованной корой (Сарытумская структурно-формационная зона) существует группа разновозрастных (O_2) последовательно дифференцированных массивов, сложенных в основном габбро-диоритами, гранодиоритами, плагиогранитами, изредка пироксенитами.

В Южном Казахстане в отличие от Северного более полно проявлено парагенетическое родство габбро с плагиогранитами и намного слабее выражено типичное гранодиоритовое звено.

Парагеосинклинальные зоны каледонид при зарождении имели сиалическое основание в виде зрелой континентальной коры древних микроконтинентов. Здесь преимущественно развиты только плутоны гранитоидов, которые разновозрастны с таковыми медиогеосинклинальных зон, где вулканизм сочленяется с плутонизмом.

1. Северный Казахстан (Кокчетавский и Шатский антиклинории). Плутоны имеют субширотное простирание, согласное с главными структурными элементами древних осадочных, метаморфических толщ и крупными региональными разломами. Здесь, как и в медиогеосинклинальных зонах, тот же качественный набор разнофазовых разновидностей пород от габбро до гранитов. Однако около 70% составляют фазы гранодиоритов и гранитов. Характерно обилие фациальных разновидностей и постепенных переходов между породами самого разного состава.

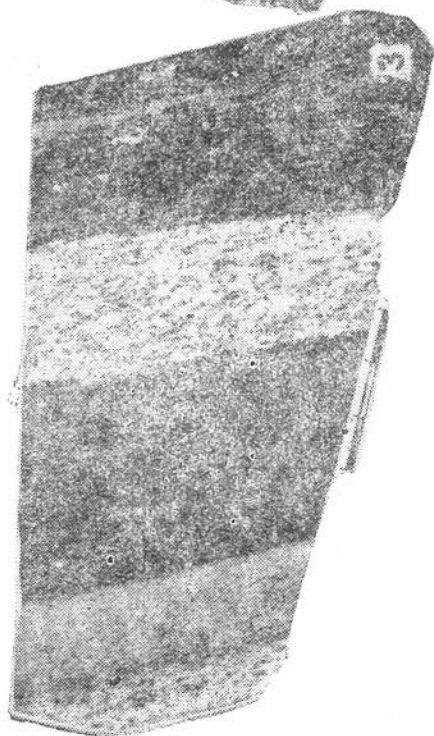
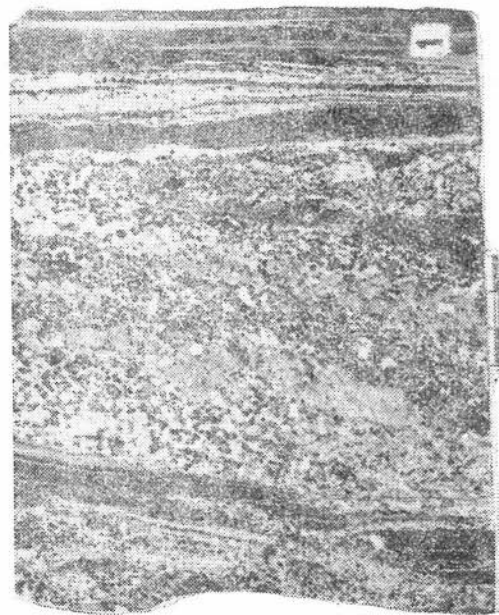
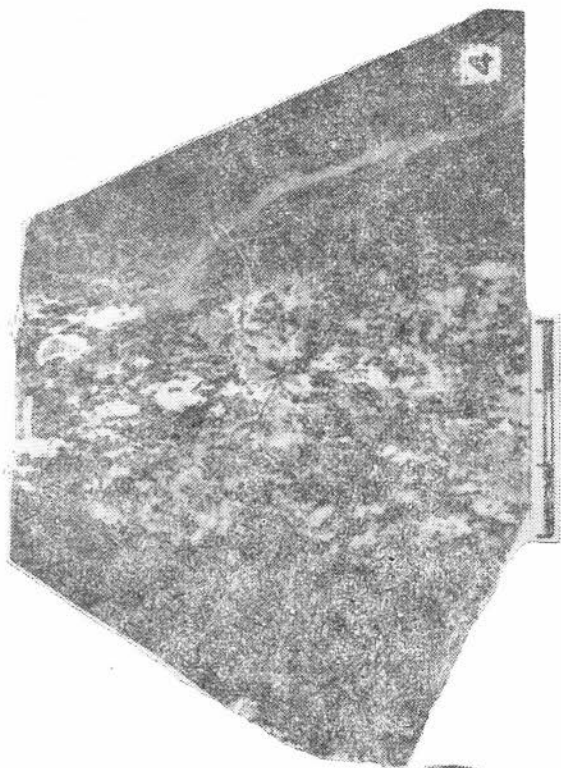
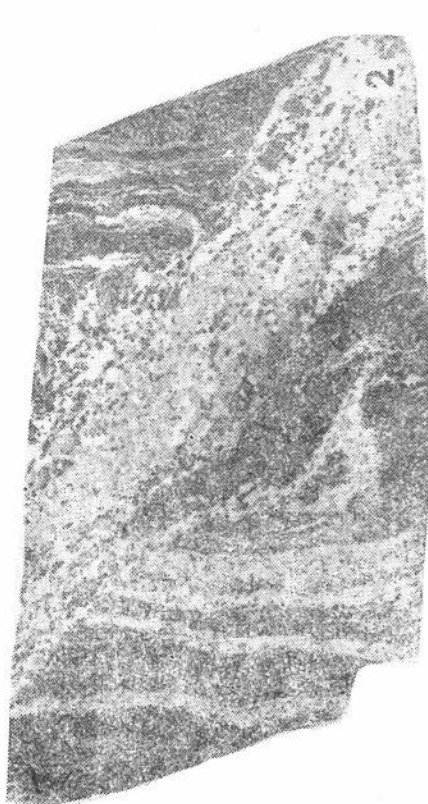
В Улытау существует субмеридиональная ветвь гранитоидных массивов такого же возраста, внутреннего строения и состава.

2. Южный Казахстан (Чуйский и Кендыктасский антиклинории). Плутоны залегают согласно с региональными каледонскими структурами этих зон. Последовательность образования фаз, разновидности пород, количественные их соотношения те же самые, что в подобных зонах Северного Казахстана.

3. Вулкано-плутонические зоны. В орогенную стадию развития каледонид парагеосинклинальные и медиогеосинклинальные зоны были значительно активизированы. В результате в раннем девоне одновременно с появлением вулканических поясов сформировались гранодиоритовые плутоны, представляющие собой уже второй по вертикали ряд гранодиоритового семейства. Девонские массивы по сравнению с ордовикскими в пять-десять раз меньше, а по внутреннему строению намного проще. Обычно развиты фазы кварцевых диоритов или гранодиоритов и гранитов. Монзонитоиды появляются в зонах сопряжения с типичными парагеосинклинальными структурами, плагиограниты отсутствуют, хорошо фиксируются дайки двух этапов внедрения.

Области герцинской складчатости

Медиогеосинклинальные зоны герцинид. 1. Северо-Западное Прибалхашье. В Токрауской зоне рифтового типа с субокеанической унаследованной корой размещается крупный балхашский батолит нижнекаменноугольного возраста. Габбро и диориты первой фазы (5%) здесь менее распространены по сравнению с подобными зонами каледонид. Главный объем приходится на долю гранодиоритов-тоналитов. Петрографическая ветвь настоящих плагиогранитов не развита, но распространены дополнительные интрузии каликатровых лейкогранитов. В тех случаях, когда сателлиты плутона заходят в соседние зоны с континен-



тальной корой раннепалеозойских микроконтинентов, появляются монзонитовидные гранодиориты, кварцевые монзониты.

2. Казахстанская часть Зауралья. В Кустанайской зоне островодужного типа с океанической новообразованной корой на протяжении более 400 км прослеживается цепь нижнекаменноугольных вулканоплутонических структур, где развиты сложные габбро-диорит (тоналит)-гранодиорит-гранитовые плутоны. Обычно эти тела субпластовой формы с глубиной кровли в 2,1—3,8 км, с вертикальными размерами от современного эрозийного среза до подошвы в 1,8—2,8 км. Все они сложены породами трех-четырех фаз магматической деятельности. Отличительная черта — более полный набор типовых пород от габбро до лейкогранитов при одновременном наличии гранодиоритов, тоналитов и монзонитов. Подобное разнообразие составов не встречено ни в одной из названных каледонских зон медиогеосинклинального типа.

Парагеосинклинальные зоны герцинид в отличие от подобных каледонских структур имели тенденцию к опусканию. Для них характерны более мелкие интрузивные тела, приуроченные к разломам и обособленным нижнекаменноугольным мульдам.

1. В Жаман-Сарысуйской, Западно-Моинтинской зонах Прибалхашья это группа массивов средне-верхнекаменноугольного возраста (топарский комплекс). В строении магматических тел выделяются две-три фазы; изредка можно встретить габбро, чаще диориты-монцодиориты, преобладают (60—70%) гранодиориты и заметную (10—30%) роль играют нормальные и лейкократовые граниты.

2. В Южном Казахстане эту группу представляет среднекаменноугольный узунсуйский комплекс. Его тела по своей форме, размерам, внутреннему строению и составу подобны «топарским» массивам. Весьма примечательно, что плагиогранитовая ветвь не проявлена совсем.

3. Вулкано-плутонические зоны — это области крупных верхнепалеозойских континентальных магматических поясов, развивавшихся уже на консолидированном основании, прошедшем в каледонское время орогенную стадию, характеризующуюся своим специфическим кислым магматизмом.

В Северо-Западном и Северном Прибалхашье это Баканасская и Токрауская зоны, в которых существуют различные линейные и концентрические вулканоплутонические структуры. С ними пространственно бывают связаны мелкие тела габбро (монцогаббро)-диорит (монцодиорит)-гранодиорит (кварцевый монзонит)-гранит-гранофирового состава. Типичными примерами могут служить Актогайский и Кокдомбакский массивы, являющиеся петротипами одноименных комплексов.

В Южном Казахстане, в Илийской зоне, к этому типу можно отнести мелкие разрозненные штоки, развитые в пределах Чу-Или, Кетменя, Катутау и сгруппированные в южноджунгарский, кетменский, катутауский комплексы пермо-триасового возраста.

Ортогеосинклинальные зоны герцинид — это области своеобразных замкнутых грабен-синклиналей, прогибов и котловин. Примером может служить Саякская структура, в которой морской режим сменился излиянием лав базальт-андезит-дацитового состава и внедрением комагматической диорит-гранодиоритовой магмы.

В составе возникших массивов преобладают гранодиориты (до

Рис. 2. Признаки диоритизации — гранитизации вмещающих пород в зонах парагеосинклинального (1—3) и рифтового (4) типов. Каледонида Южного Казахстана

70%), ограниченно развиты габбро и граниты, плагиограниты отсутствуют.

После краткого рассмотрения особенностей регионально-геологического размещения, внутреннего строения и возрастного положения типовых plutонов габбро-диорит-гранодиорит-гранитового формационного семейства можно сделать вывод, что вне зависимости от типов геологических структур одно- и разновозрастные массивы расчленяются на конкретные дискретно обособленные группы (фазы) горных пород. Наибольший объем приходится на долю гранодиоритов — диоритов, а конечными продуктами являются обычные кремнещелочные граниты (см. рис. 1, табл.), которые могут быть очень схожи с гранитами совершенно иного магмоформационного ряда.

Петролиты формаций гранодиоритового семейства

Стандартные породы	Формационный ряд		
	габбро-плагиогранитовый	габбро-диорит-гранодиоритовый	диорит-гранодиорит-гранитовый
Граниты	Натровые лейкограниты, <10% А6 компонента в К-На полевых шпатах	Гранатово-двуслюдяные лейкограниты, 10—15% А6 компонента в К-На полевых шпатах	Двуслюдяные лейкограниты, 15—25% А6 компонента в К-На полевых шпатах
Гранодиориты	Существенно плагиоклазовые парагенезы, <10% А6 компонента в К-На полевых шпатах	Двуполевошпатовые парагенезы, 5—15% А6 компонента в К-На полевых шпатах	Двуполевошпатовые парагенезы, 15—30% А6 компонента в К-На полевых шпатах
Диориты	Бескалишпатовые парагенезы	Амфибол-биотитовые парагенезы с калишпатами	
Габбро	То же	10% А6 компонента в К-На полевых шпатах	5—10% А6 компонента в К-На полевых шпатах
		Пироксен-амфибол-биотит-калишпатовые парагенезы	

Примечание. А6 — альбитовый; К-На — калинатровый.

Большинство рассмотренных казахстанских массивов имеет согласный характер залегания относительно региональных тектонических элементов вмещающих структур геосинклинального класса. Во внутреннем строении plutонов установлены два главных типа элементов прототектоники (рис. 2, 3). В массивах парагеосинклинальных зон наблюдается взаимосвязанная, взаимообусловленная параллельность элементов прототектоники с линейно-плоскостной ориентировкой минералов вмещающих пород, их останцов, шпир и ксенолитов. Встречаются не резкие, а расплывчатые контакты, когда сланцеватые вмещающие породы постепенно сменяются диоритизированными-гранитизированными разновидностями пород, затем гранитоидами с директивными, шпировидными, гнейсоидными текстурами, переходящими в равномернозернистые породы с типичными магматическими структурами. Это явление характерно для приконтактовых участков и распространяется в глубь массивов обычно на 50—100 м, что и дает нам право судить о мощности, характере гранитизации магматической стадии формирования plutонов. Пре-

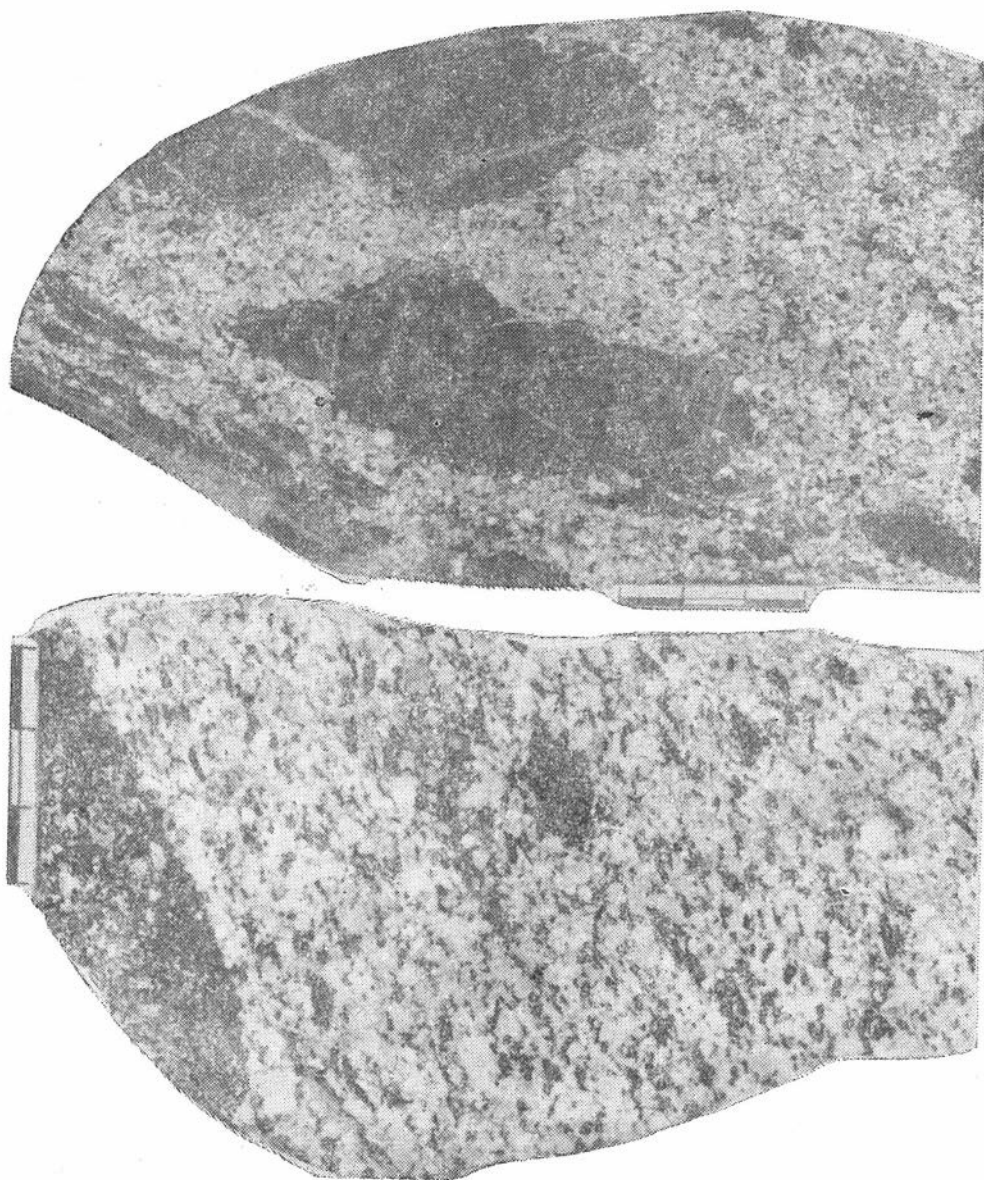
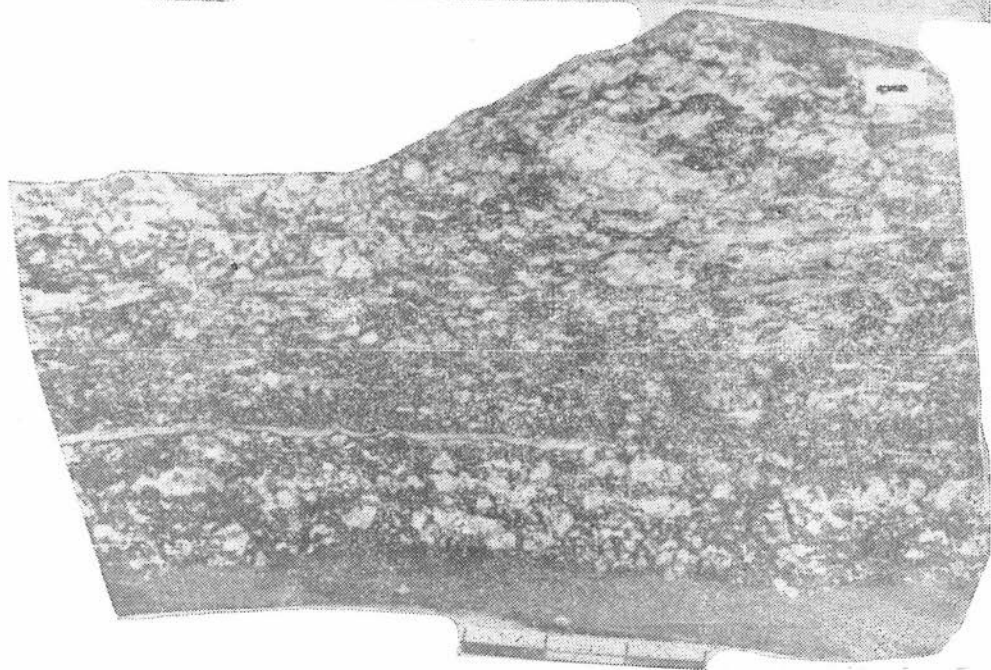
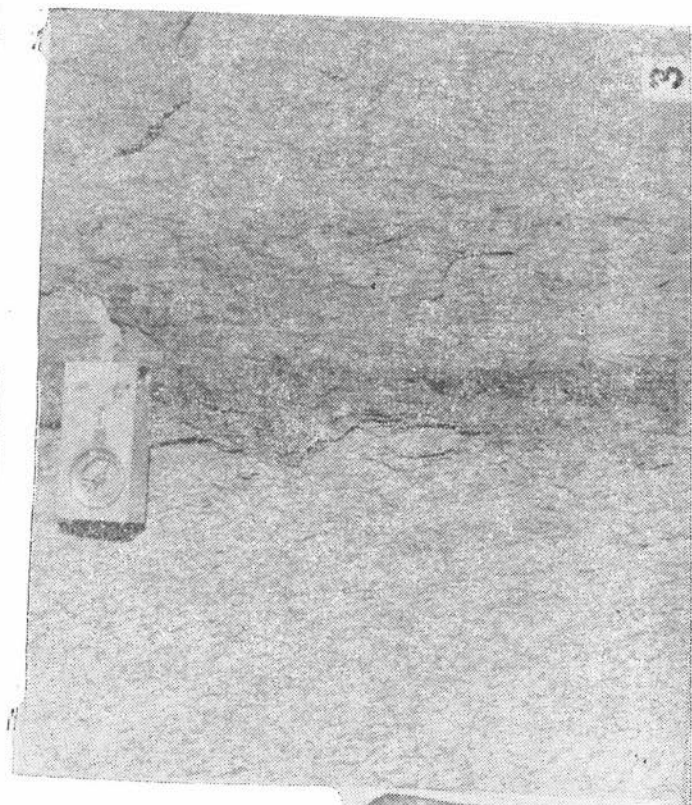
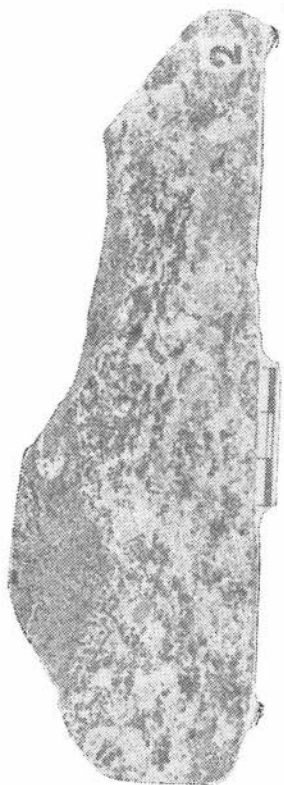


Рис. 3. Признаки диоритизации — гранитизации глубинных ксенолитов, находящихся в центральных частях плутонов. Каледониды Южного Казахстана (Зайлийский Алатау и Кендыктас)



увеличение генетической сути этих свойств приводит многих исследователей к ошибочным выводам об автохтонной природе гранодиоритовых плутонов. Действительно, многие из них содержат породы пестрого состава с порфировидными выделениями и теньвыми сгустками темноцветных минералов и полевых шпатов (рис. 4). Значит ли это, что они все автохтонные? Этого не может быть, если рассматривать региональные закономерности геологии плутонов, их фазовое состояние и не забывать о существующей комагматичности вулканизма и плутонизма.

Наблюдается единая гомодромная последовательность формирования магматических тел, составы которых отчетливо расчленяются по кислотности — щелочности и минеральным парагенезам.

Количественно-минеральный состав, изображенный на диаграммах в системе координат $A-Q-P$, показывает направленное перемещение фигуративных точек, отражающих составы последовательно сформировавшихся фаз комплексов, свидетельствующих о закономерном изменении количественного состава пород указанных естественных рядов формаций. Принципиальный характер направления минеральной эволюции каждого из них мало зависит от геологических особенностей структурно-формационных зон (рис. 5). Но свойства некоторых порообразующих минералов могут быть хорошими индикаторами петрогенеза и тектоники. В частности, полевые шпаты, обладая большой силой кристаллизационного давления, являются самыми крупными и идиоморфными в массивах каледонских парагеосинклинальных зон. Наибольший идиоморфизм темноцветных минералов присущ породам орто- и медиогеосинклинальных структур. Протоклаз — характерная черта раннекаледонских диорит-гранодиоритовых массивов. Среди полевых шпатов выделяется генерация, возникающая в результате раннего метасоматоза магматической стадии, и генерация типично магматическая, кристаллы которой наиболее развиты. Они наглядно отражают направленность метастабильной кристаллизации (рис. 6) и наложенные процессы рудной стадии.

Минеральные парагенезы аксессуарных минералов гранитоидов изменяются от магнетит-апатит-сфен-циркониевых (с примесью ильменита) ассоциаций в породах медиогеосинклинальных структур к магнетит-сфен-апатит-циркониевым с обязательным присутствием ортита и торита — у гранитоидов парагеосинклинальных зон. Первые (нижний — средний карбон) и вторые (верхний карбон — пермь) герцинские ряды гранодиоритовых формаций имеют магнетит-ильменит-апатитовые ассоциации с примесью циркона. Присутствие повышенного количества ильменита (до 400—700 г/т) в гранодиоритах — один из надежных признаков герцинского возраста формаций, возникших в эпоху активизации каледонских парагеосинклинальных зон Южного Казахстана. Кислые граниты последних фаз и дополнительных интрузий имеют магнетит-сфен-апатитовую ассоциацию аксессуарных минералов и почти не содержат таких редких минералов, как монзонит, ксенотим, анатаз, редко флюорит, которые характерны для сходных гранитов лейкогранит-аляскитового формационного семейства.

Петрохимические параметры (рис. 7) отражают единый эволюционный ряд семейства гранодиоритовых формаций. Расположенные в зонах, испытавших орто- или эвгеосинклинальный режим, они имеют более натровый уклон щелочности ($Na \geq K$), а повышенная общая щелочность и

Рис. 4. Признаки диоритизации — гранитизации вмещающих пород и глубинных ксенотитов в зонах парагеосинклинального (1, 2) и медиогеосинклинального (3) типов. Герциниды Северо-Западного Прибалхашья (Токрау, Жамансарысу)

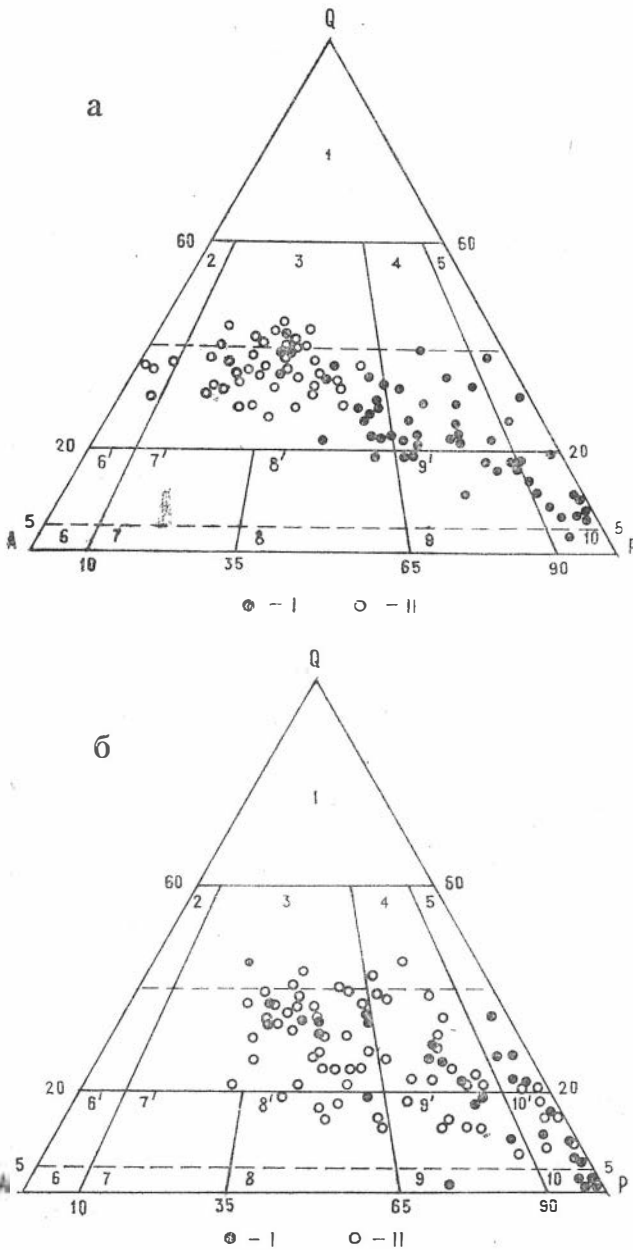


Рис. 5. Количественно-минеральный состав гранитондов габбро-диорит-гранодиорит-гранитового семейства формаций.

а — милютинско-михайловский, соколовско-сарбайский, убаганский комплексы медногеосинклинальных зон герцинид Западного борта Тургайского прогиба (I); сабасалдинский, сандыксуйский, кайнды-шокинский комплексы парагеосинклинальных зон каледонид Восточного борта Тургайского прогиба (II); б — крыккудукский комплекс медногеосинклинальных зон каледонид степнякского синклиория (I); позднеорогенные комплексы (II — лейкограниты для сравнения)

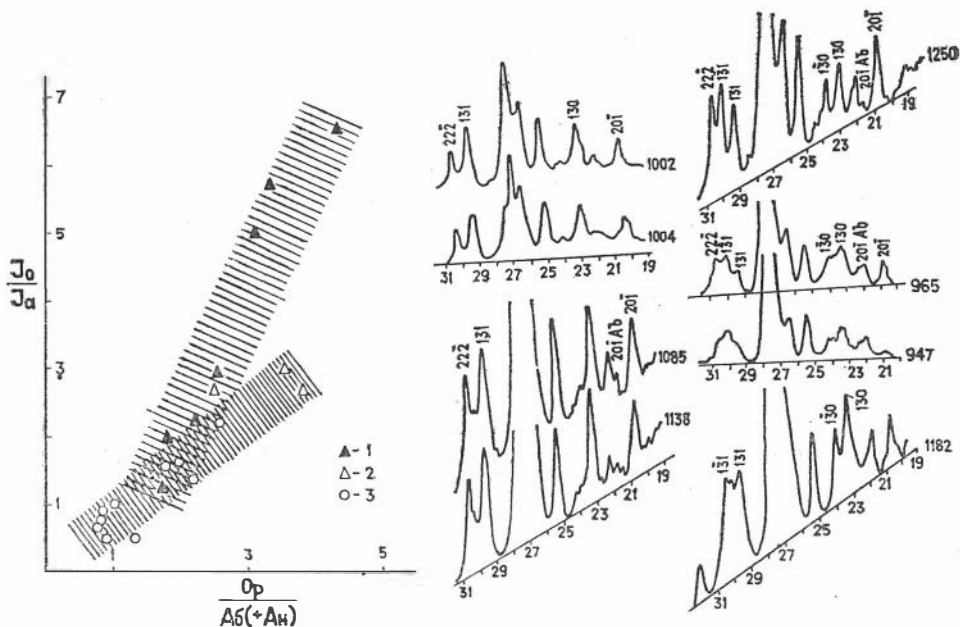


Рис. 6. Количественное соотношение альбитовой (Аб) и ортоклазовой (Ор) фаз в калишпатах различных типов гранитоидов:
 1 — для диоритов-гранодиоритов; 2 — для гранитов гранодиоритовых формаций (рентгенограммы 1002, 1004, 1085, 1138); 3 — для гранитов лейкогранит-алаяскитовых формаций (рентгенограммы 947, 965, 1182, 1250)



Рис. 7. Количественные уровни кислотности — щелочности для магматических комплексов зон:
 1, 6 — медиогесинклинальных; 2—5 — парагесинклинальных

калийность ($K \geq Na$) присущи гранодиоритовым парагенезам, развитым в зонах древних микроконтинентов или вблизи них (парагесинклинальные структуры). Магматические каледонские комплексы рифтовых зон по сравнению с комплексами герцинских островных дуг богаче щелочами и беднее известково-железистыми компонентами (рис. 8).

В герцинских складчатых системах гранодиоритовый магматизм начинается с еще более подщелочных разностей пород, обогащенных как натрием, так и калием. Монцитонидный тип щелочности присущ больше тем вулканоплутоническим андезит-гранодиоритовым парам, которые развиты в зонах с предшествующим орогенным магматизмом. В вертикальном ряду герцинских формаций закономерно возрастает ка-

лийность в сторону более молодых комплексов из тех парагеосинклинальных зон, которые испытали неоднократную тектономагматическую активизацию.

Среди формаций гранодиоритового семейства можно выделить три типа: условно назовем их А, Б и В.

А. Характеризуется такой дифференциацией, когда, начиная с основных пород до разновидностей, содержащих около 70% SiO₂, процесс

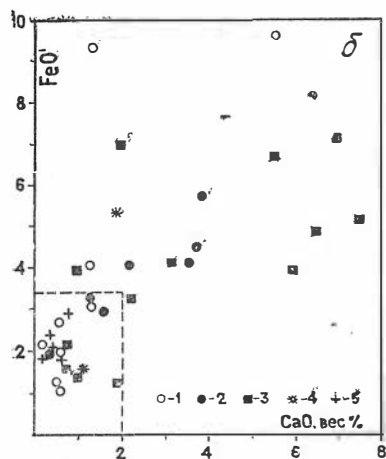
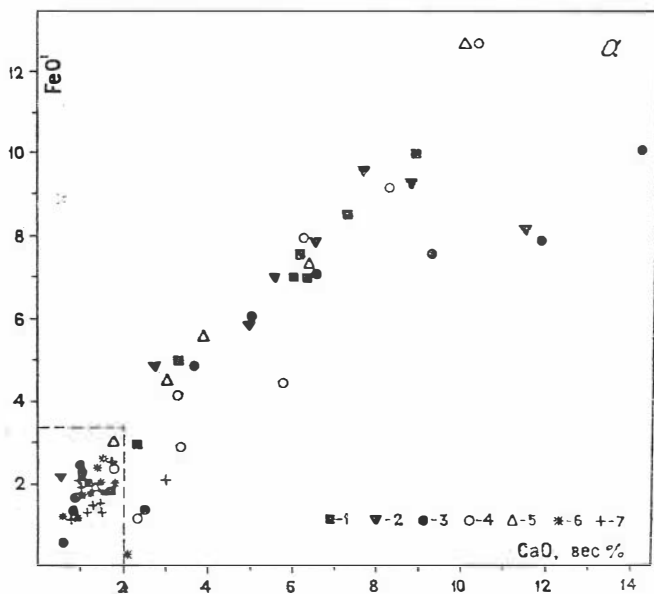


Рис. 8. Петрохимические тренды в координатах железистость — известковистость.

a — Западный борт Тургайского прогиба, комплексы: 1 — джанганинский, 2 — валерьяновский, 3 — милютинско-михайловский, 4 — сарбай-соколовский, 5 — убаганский, 6 — джабык-карагайский, 7 — кулевчинский; *б* — Восточный борт Тургайского прогиба, комплексы: 1 — суыктальский, 2 — сабасалды-тургайский и каптадырский, 3 — державинский (сандыксуйский), 4 — кандышокинский, 5 — дальненский

проходил при преобладающей роли Na. Затем проявляется ветвь кислых гранитоидов, которые формировались уже при ведущем значении калия (кырккудукский и балхашский комплексы Казахстана), что соответствует магматитам островных дуг.

Б. Характеризуется таким типом развития, когда весь ряд основных — кислых дифференциатов формировался при весьма близких значениях окислов натрия и калия. Можно выделить подтип, у которого на всем интервале развития существовали фациальные ветви высококалие-

вых и натровых дериватов (курдайский, чатыркульский, кииктасский, зерендинский комплексы). Тип Б отличается наличием меняющегося режима щелочности, когда высококальциевые дифференциаты могут появляться при значениях кислотности от 60% и выше (для областей парагеосинклиналей).

В. Типичен неустойчивый режим щелочности как в качественном, так и в количественном отношении (кокдомбакский, топарский комплексы). В группе формаций средне-основного семейства рудоносными оказались те, у которых наиболее медленно возростала щелочность в области гранит-гранодиоритовых составов.

Метасоматоз прерудной стадии обусловил образование линейных и концентрических полей пропилитизированных и березитизированных диоритов — гранодиоритов. Их состав отчетливо фиксируется на петрохимических диаграммах, на фоне неизменных магматических пород.

Гранодиоритовый магматизм имеет свои специфические геохимические и металлогенические особенности гомодромного развития, направленность которого однотипна в пределах разных структурно-формационных зон, прошедших различные стадии становления коры континентального типа.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдулин А. А.* Геология Казахстана. Алма-Ата, 1981. 311 с.
2. *Бабанский А. Д., Рябчиков И. Д., Богатиков О. А.* Эволюция щелочноземельных магм. М., 1983. 95 с.
3. *Белусов А. Ф.* Петрологическое истолкование данных петрохимии магматических пород. — В кн.: Петрохимия. Новосибирск, 1982, с. 3—30.
4. *Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии.* М., 1975. 285 с.
5. *Корреляционные схемы магматических комплексов Казахстана:* Тр. II Казахстанского петрографического совещания. Ч. 2. Алма-Ата, 1977, с. 3—5.
6. *Ляпичев Г. Ф., Мирошниченко Л. А., Старов В. И.* Тектонические и петрохимические особенности молибден-медно-порфировой формации Казахстана. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1975, № 6, с. 15—29.
7. *Ляпичев Г. Ф.* Тектонические аспекты металлогенического анализа. — В кн.: Металлогения Казахстана. Металлогенические комплексы и закономерности их проявления. Алма-Ата, 1983, с. 14—47.
8. *Магматические формации Сибири.* Новосибирск, 1977, с. 3—14.
9. *Магматические формации СССР.* Т. 2. Л., 1979, с. 3—80.
10. *Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР.* Магадан, 1979. 162 с.
11. *Милов А. П.* Позднемезозойские гранитоидные формации Центральной Чукотки. Новосибирск, 1975. 128 с.
12. *Нурлыбаев А. Н., Старов В. И.* Минеральные особенности доорогенных и орогенных гранитоидов. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1981, № 1, с. 35—41.
13. *Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана.* Новосибирск, 1975, 516 с.
14. *Щерба Г. Н., Кудряшов А. В., Малькова Р. Н.* и др. Магматизм геотектоноген. — В кн.: Магматизм и эндогенное рудообразование. М., 1976, с. 35—52.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ КАРАТАУ

Магматические образования Каратау распространены слабо. На их долю приходится всего $1/25$ часть площади обнаженного домезозойского фундамента. Однако, несмотря на слабую распространенность, они разнообразны как по составу, так и по времени проявления. Здесь присутствуют все типы изверженных пород — от ультраосновных до кислых и щелочных, датируемых в широком возрастном интервале — от раннего докембрия до триаса.

Хотя сведения о присутствии магматических пород в Каратау известны со второй половины XIX столетия, степень их изученности остается еще низкой. Отчасти это обусловлено давно укоренившимся мнением об амагматичности региона, в связи с чем при геологических исследованиях на первый план выдвигались вопросы стратиграфии и тектоники. Изверженные породы при этом фиксировались лишь попутно и изучались большей частью поверхностно, без петрохимических исследований. Специальных петрографических работ в Каратау проведено немного. К ним относятся довоенные работы В. С. Малявкина (1935 г.), носившие рекогносцировочный характер, и И. И. Бока (1941 г.) по Бессазкскому массиву, а также исследования М. В. Тащиной [7] в Юго-Восточном Каратау. Тектонические аспекты магматизма Каратау освещены в работах Г. И. Макарычева и В. И. Пазиловой [4, 5, 6]. Формационный анализ магматических пород Южного Казахстана, включая Каратау, в последние годы проводился С. Н. Митрофанской (1981 г.).

В 1978—1982 гг. Институтом геологических наук им. К. И. Сатпаева АН КазССР было проведено комплексное геолого-металлогеническое изучение Каратау, составной частью которого были петрографические исследования. В результате этих работ выполнен формационный анализ магматических пород, составлена карта магматических формаций, выявлена временная и генетическая взаимосвязь магматизма с тектогенезом и процессами формирования полезных ископаемых.

По характеру магматизма в Каратау отчетливо выделяются два региона, которым соответствуют структурно-формационные зоны: Большой и Малый Каратау.

Большекаратауский мегаряд, включающий 14 формаций, по характерному реперу — появлению кремнекислосщелочных формаций — разбит на три магмоформационных ряда: нижний, средний и верхний. Каждый ряд во времени соответствует определенному тектономагматическому циклу: нижний — раннедокембрийскому эвгеосинклиальному, средний — байкальско-каледонскому мнгоэосинклиальному, верхний — герцинскому парагеосинклиальному (см. табл.).

Нижний ряд включает следующие раннедокембрийские магматические комплексы (формации): метабазальтовый, гипербазит-габбровый и плагиогранит-мигматитовый. Все три комплекса известны в Центральном Каратау, в Бессазском блоке.

Метабазальтовый ортоамфиболитовый комплекс, представленный основными породами толентовой серии, совместно с гипербазит-габбровым комплексом составляет единую вулканоплутоническую ассоциацию.

Петрохимические особенности пород metabазальтового комплекса сближают его с базальтовыми коматитами, развитыми в зеленокаменных поясах архейских кратонов. Формирование этого комплекса знаменует начальные стадии раннедокембрийского базальтоидного магматизма, продукты которого в последующем прорываются гипербазит-габбровым комплексом.

Магматические комплексы Каратау

Тектономагматический цикл	Ряд	Возрастной индекс	Комплекс (формация) и его абсолютный возраст, млн. лет	Металлогеническая специализация
<i>Большекаратауский мегаряд</i>				
Герцинский парагеосинклинальный	Верхний	P_2-T_1	Акуюкский комплекс даек щелочных лампрофиров, 210—235	Pb, Zn, Au, флюорит?
		P_2-T_1	Кулантауский щелочно-ультраосновной, 220—255	Вермикулит, P, TR
		P_2	Ирсуйский щелочно-габброндный, 247—287	Fe, Cu, Pb, Hg, TR, флюорит
		P_3	Даубабинский щелочно-базальтоидный, 252—283	Fe, Cu, Pb
		C_3-P_1	Байжансайский диабаз-лейкогранитовый	Pb, Zn, Au, Ta, Nb
		C_{2-3}	Кызылдоханский щелочно-полевошпатовых гранитов, 280—285	Не выяснена
		C_1	Кашкаратинский трахибазальт-трахиандезитовый	Pb, Ba
	D_2	Балаузенский оливин-трахибазальтовый	Не выяснена	
Байкальско-каледонский многоосинклинальный	Средний	V	Ранский липаритовый	Не выяснена
		R_3	Кумыстинский граносиенитовый, 720	Маложелезистый асбест, Au?, Pb?
		R_3	Кайнарский трахилипарит-базальтовый	Au
Раннедокембрийский эфеосинклинальный	Нижний	A_3-PR_1	Плагиигранит-мигматитовый	Не выяснена
			Гипербазит-габбровый	Тальк, асбест, Fe, Ti
			Метабазальтовый (ортоамфиболитовый)	Не выяснена
Байкальско-каледонский многоосинклинальный	Средний	O_3	Кокджотский комплекс даек диабазовых порфириров	Не выяснена
			Малокаратауский гранодиорит-гранитовый, 435	Mo, W, Cu

Малокаратауский ряд

Байкальско-каледонский многоосинклинальный	Средний	O_3	Кокджотский комплекс даек диабазовых порфириров	Не выяснена
			Малокаратауский гранодиорит-гранитовый, 435	Mo, W, Cu

Раннедокембрийский тектономагматический цикл завершается плагиогранитизацией, наложенной как на metabазальтовый комплекс, так и на гипербазит-габбровый. Геолого-структурные, петрографические и петрохимические данные свидетельствуют о сложной палингено-метасоматической природе образования плагиогранит-мигматитовой формации. Тела плагиогранито-гнейсов и плагиомигматитов формировались в результате гранитизации амфиболовых плагиогнейсов, амфиболитов и габброидов, отличающихся очень низкими кремнеглиноземистыми отношениями. Гранитизация пород протекала в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Температура не достигала линии гранитной эвтектики, поэтому плагиогранитизация вначале осуществлялась путем диффузионно-инфильтрационного перераспределения петрогенных компонентов без участия расплава, т. е. под воздействием гранитизирующих растворов с высоким кремнещелочным потенциалом. В дальнейшем метасоматическое гранитообразование переросло в палингено с субщелочным (калиевым) петрохимическим уклоном.

Металлогеническая специализация раннедокембрийского магмоформационного ряда определяется связью с ним мелких рудопроявлений железа, титана, асбеста и месторождения талькового камня.

Средний ряд отчетливо редуцированный. Он включает три комплекса: два верхнерифейских (кайнарский трахилипарит-базальтовый и кумыстинский граносиенитовый) и один вендский (ранский липаритовый).

Кайнарский комплекс, объединяющий вулканогенные породы, прослеженные через весь Каратау, а за его пределами — в Улутау и Тянь-Шане, имеет контрастный трахилипарит-базальтовый состав, что хорошо видно на гистограмме содержания SiO_2 , построенной на основании многочисленных (свыше 80) силикатных анализов (см. рис.). Пород среднего состава в этом комплексе нет. Ранее Г. И. Макарычев [4], не располагая петрохимическими данными о породах кайнарского комплекса, ошибочно относил их к непрерывно-дифференцированной базальт-андезит-липаритовой серии.

Для химизма вулканитов кайнарского комплекса характерна повышенная щелочность калиевого типа. Среднее содержание K_2O в трахилипаритовых порфирах составляет 5,2%, в субщелочных базальтах — 2,1%. По нормативному составу базальты кайнарского комплекса соответствуют слегка пересыщенным кремнеземом толеитам. По химическому составу они близки к базальтам трапповых областей, особенно к тем из них, которые развиты в молодых платформах (раннемезозойские траппы Зауралья, Тургайского прогиба и Кузбасса). Химизму кислых представителей кайнарского комплекса свойственны помимо повышенной щелочности пересыщенность глиноземом, низкое содержание полевошпатовой извести и фемических компонентов.

В составе рассматриваемого комплекса отмечается латеральная зональность, проявленная по простиранию вулканического пояса. В Юго-Восточном Каратау, а также в Тянь-Шане он сложен кислыми породами, в Центральном Каратау — кислыми и основными, в Северо-Западном Каратау, в районе р. Баласаускандык, — почти исключительно основными. К северо-западу от р. Баласаускандык, а также в Улутау роль кислых и основных вулканитов вновь выравнивается. Такая латеральная зональность указывает на разное глубинное строение коры тех блоков, которые пересекал вулканический пояс, т. е. гетерогенную природу фундамента.

Наиболее вероятный геодинамический механизм формирования кайнарского вулканогенного комплекса — внутриконтинентальный рифтоге-

нез [1]. На это указывают субщелочной состав пород, большая протяженность верхнерифейского вулканического пояса и его секущий по отношению к древним структурам характер.

Кумыстинский граносиенитовый комплекс представлен двумя верхнерифейскими интрузивными массивами: Кумыстинским и Курдыкским. Оба массива однофазные, сложены порфиroidными граносиенитами. Встречающиеся в них тела инородного состава, более меланократовые, представляют собой гранитизированные блоки основных пород, захваченные кислой магмой.

По особенностям петрографического и петрохимического состава граносиениты кумыстинского комплекса близки к кайнарским трахилиаритам, поэтому вполне допустимо их объединение в единую вулканоплутоническую ассоциацию.

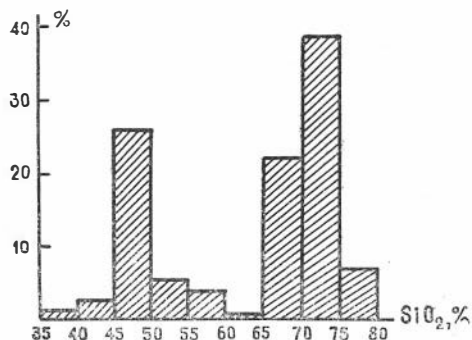
Ранский липаритовый комплекс распространен незначительно и известен только в Северо-Западном Каратау. Он представлен маломощными горизонтами липаритовых порфиров, залегающих в виде прослоев в конгломератах ранской свиты (венд).

В целом породы среднего ряда характеризуются субщелочным составом при повышенном содержании калия. Породы такого состава являются индикатором зрелости коры Каратау, которая к верхнему рифею имела континентальный тип.

Металлогеническая продуктивность среднего ряда невысокая. С гидротермально измененными эффузивами кайнарского комплекса связаны рудопроявления золота. В экзоконтакте Кумыстинского граносиенитового массива имеются проявления маложелезистого асбеста. Находящиеся в пределах этого массива золоторудные и полиметаллические кварцевые жилы, как показали определения абсолютного возраста, имеют молодой пермотриасовый возраст, т. е. не имеют генетической связи с вмещающими граносиенитами.

Верхний ряд, соответствующий герцинскому тектономагматическому (парагеосинклиальному) циклу, включает в себя 8 комплексов: балаузенский оливин-трахибазальтовый (D_2), кашкаратинский трахибазальт-трахиандезитовый (C_1), кызылдиханский гранитовый (C_{2-3}), байжансайский диабаз-лейкогранитовый (C_3-P_1), даубабинский щелочно-базальтоидный (P_2), присуйский щелочно-габброидный (P_2), кулантауский щелочно-ультраосновной (P_2-T_1) и акуюкский щелочно-лампрофировый (P_2-T_1).

Балаузенский комплекс представлен несколькими покровами миндалекаменных оливиновых трахибазальтов, залегающих в виде прослоев в основании тюлькубашской свиты в Центральном Каратау. Для химизма этих пород характерны сильная недосыщенность кремнеземом, повышенные титанистость и щелочность при высоком содержании окиси калия (до 6%). По особенностям петрографического и петрохимического состава комплекс соответствует оливин-базальтовой (трахибазальтовой) формации континентов Ю. А. Кузнецова [3], свойственной тектонически устойчивым областям.



Гистограмма содержания SiO_2 в вулканических породах кайнарского комплекса

Кашкаратинский трахибазальт-трахиандезитовый комплекс развит локально на северо-восточном крыле одноименной синклинали (Юго-Восточный Каратау). Он представлен покровами трахиандезито-базальтов, трахибазальтов и трахиандезитов, залегающими в толще красочветных терригенных пород нижнего визе. Эффузивные породы комплекса имеют субщелочной состав. Содержание щелочей в них достигает 9,5%, в том числе K_2O 6,5%. Для химизма этих пород характерны также насыщенность кремнеземом, повышенные глиноземистость и титанистость и пониженное содержание полевошпатовой извести. Кашкаратинский комплекс близок к своеобразной абсарокит-шошонит-банакитовой серии Йеллоустонского парка в США.

Кызылдыханский комплекс щелочно-полевошпатовых гранитов объединяет два крупных массива, полностью перекрытых мезозой-кайнозойскими отложениями: Кызылдыханский и Сусызкаринский. Оба массива сложены порфировидными биотитовыми гранитами, лейкогранитами и кварцевыми сиенитами повышенной щелочности. Имеющиеся цифры абсолютного возраста — 280—285 млн. лет [2] — указывают на их позднекаменноугольный возраст, хотя, если принять во внимание аналогичные массивы в соседнем Чаткало-Кураминском регионе, не исключен их среднекаменноугольный возраст. Металлогеническая специализация комплекса не выяснена.

Байжансайский диабаз-лейкогранитовый комплекс объединяет многочисленные мелкие интрузивные тела и дайки в районе рудника Байжансай, а также сходные с ними по составу небольшие интрузивные тела в Центральном и Северо-Западном Каратау. Этому комплексу присущ контрастный состав: основные породы (диабазы, диабазовые порфириты и габбро-диабазы) сочетаются с кислыми (лейкократовыми щелочно-полевошпатовыми гранитами, гранит-порфирами и аплитами). Металлогеническая специализация комплекса определяется пространственной и, по-видимому, парагенетической связью полиметаллического оруденения с основными породами комплекса, рудопроявлений золота и тантало-ниобатов — с кислыми.

К самым верхним комплексам, образующим как бы щелочную надформацию, относятся комплексы, образовавшиеся в квазиplatformных условиях: даубабинский щелочно-базальтоидный, ирисуйский щелочно-габброидный, кулантауский щелочно-ультраосновной и акуюкский щелочно-лампрофировый. Позднепалеозойский (пермско-нижнетриасовый) возраст щелочных пород подтвержден радиологическими данными.

Даубабинский щелочно-базальтоидный комплекс объединяет необычайно разнообразные по составу щелочные породы: биотитовые авгиты, лейцитовые тефриты, лейцититы, трахибазальты, латиты и др., заполняющие крупную кальдеру проседания. Комплекс отчетливо непрерывно дифференцированный.

Ирисуйский щелочно-габброидный комплекс объединяет массивы Ирису, Кайнды, Жетымсай и др. концентрически-зонального строения, сложенные биотитовыми пироксенитами, шонкинитами и сиенитами, являющимися интрузивными аналогами эффузивов даубабинского комплекса.

Для химизма пород даубабинского и ирисуйского комплексов характерны сильная недосыщенность кремнеземом, высокая щелочность при преобладании калия над натрием и повышенное содержание фемических компонентов.

Кулантауский щелочно-ультраосновной комплекс включает ряд мелких двухфазных массивов меланократовых щелочных габброндов в Юго-

Восточном Каратау: Кулантау, Саясу, Жиланды и др. Массивы сложены пироксенитами, горнблендитами, меланократовыми шонкинитами и альбитизированными сиенитами. В составе массива Кулантау нами впервые установлены карбонатиты. По особенностям петрографического состава рассматриваемый комплекс близок к североказахстанским щелочно-ультраосновным массивам (Красномайский, Барчинский и др.).

Завершают магматизм Большого Каратау дайки щелочных лампрофиров, являющиеся гипабиссальными аналогами щелочных габброидов предыдущих комплексов. Местами они образуют дайковые поля (Акуюк, Карамурун). В таких случаях с ними ассоциируют месторождения полиметаллов и других полезных ископаемых.

Металлогеническая продуктивность щелочных комплексов Каратау очень высока. С ними связаны месторождения и рудопоявления железа, полиметаллов, меди, флюорита, вермикулита, апатита, редких земель и ртути.

Малокаратауский магмоформационный ряд беден магматическими комплексами. Он состоит из двух верхнеордовикских комплексов: малокаратауского гранодиорит-гранитового и кокджотского диабаз-порфирирового.

Малокаратауский комплекс объединяет крупные двухфазные массивы: Арбатасский, Коктальский и Тамдинский, прорывающие карбонатные отложения среднего ордовика. Они сложены гранодиоритами, кварцевыми диоритами (I фаза) и лейкогранитами (II фаза). Для химизма пород малокаратауского комплекса характерна повышенная щелочность. С интрузивными массивами комплекса связаны мелкие рудопоявления редких металлов (W, Mo) и меди кварцево-жильного типа.

Кокджотский комплекс даек диабазовых порфиритов известен только в Кокджотском блоке Малого Каратау. Он объединяет многочисленные дайки сильно измененных пород, которые по реликтовым структурам и химическому составу определены как диабазовые порфириты. Металлогеническое значение этого комплекса неясно.

В заключение отметим некоторые специфические черты магматизма Каратау. Это, во-первых, повышенная щелочность калиевого типа большинства верхнерифейских и фанерозойских магматических комплексов, обусловленная, по-видимому, ранним (дорифейским) формированием мощной и зрелой континентальной коры. Вторая особенность магматизма Каратау заключается в практически полном отсутствии изверженных пород среднего состава (андезитов и диоритов), характерных для островодужных формаций. Третья особенность магматизма Каратау — преобладание в магмоформационных рядах недифференцированных, слабо дифференцированных и контрастно дифференцированных формаций и слабое развитие непрерывно дифференцированных формаций. И, наконец, последняя особенность магматизма Каратау — частое нарушение гомодермности в эволюции магмоформационных рядов, которая, как известно, выражается в появлении с течением времени все более кремнекислых, лейкократовых, щелочных и калиевых магматических образований. Эта особенность — результат тектономагматической активизации, нарушающей нормальный ход эволюции магматических процессов и отбрасывающей ее к исходному состоянию. Следует, однако, отметить, что антидромный ход эволюции магматизма не затрагивает щелочности магматических комплексов, которая имеет общую тенденцию к нарастанию, независимо от кремнекислотности — фемичности магматических пород.

1. *Абдулин А. А.* Рифтогенные зоны области сочленения структур Урала, Тянь-Шаня и Центрального Казахстана. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1979, № 1, с. 1—9.
2. *Ибрагимов Ф. М., Богатырев О. С., Игнатюк О. В.* Герцинский магматизм в юго-западных отрогах Северо-Западного Каратау. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1974, № 3, с. 81—86.
3. *Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М., 1964. 387 с.
4. *Макарычев Г. И.* Геосинклиальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. [Труды ГИН АН СССР, вып. 318], 1978. 196 с.
5. *Макарычев Г. И., Пазилова В. И.* Связь магматизма с тектоникой на примере формирования структуры Каратау: (Южный Казахстан). — Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 93, с. 173—175.
6. *Макарычев Г. И., Пазилова В. И.* Строение фундамента и ранние стадии развития геосинклинали Каратау: (Южный Казахстан). — Геотектоника, 1973, № 6, с. 75—87.
7. *Тацинина М. В.* Изверженные породы Боролдайтау и Кулантау: (хр. Каратау). Алма-Ата, 1951. 108 с.

УДК 552.3:553.2

С. Н. МИТРОФАНСКАЯ, М. А. ЧИМБУЛАТОВ, А. К. КИСЕЛЕВ

ПГО Южказгеология

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ НАПРАВЛЕННОСТЬ ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИТОВ ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА И РУДОНОСНОСТЬ

Основой для данной работы послужил огромный фактический материал, накопленный в ПГО Южказгеология за несколько десятилетий планомерных геологических исследований, а также собственные материалы авторов. Этот материал включает результаты анализов около 7000 силикатных и 2000 геохимических проб, а также данные просмотра около 2000 шлифов. Аналитический материал из опубликованных и фондовых источников геологов других организаций не был использован в связи с отсутствием его конкретной привязки на местности.

На территории Южного Казахстана широко распространены магматические образования каледонского и герцинского тектономагматических циклов. Гранитоиды Северного Тянь-Шаня изучались в начале 70-х годов группой геологов ИГН АН КазССР под руководством К. А. Абдрахманова. Ими, вслед за А. Е. Шлыгиным, Н. М. Чабдаровым и М. М. Никитченко, было отмечено широкое развитие здесь гранитизации. Нашими исследованиями установлено широкое развитие во всем регионе процессов гранитизации интрузивных, менее вулканогенных пород преимущественно средне-основного состава, аналогичных процессам развития гранито-гнейсовых куполов, описанных для платформенных областей Ф. А. Летниковым [5—9] и др. Это обстоятельство вносит свои коррективы в схемы эволюции магматизма складчатых областей, разработанные многими исследователями как для Казахстана, так и для других регионов СССР.

Хотя явления гранитизации описывались многими исследователями уже давно, до сих пор часто остается дискуссионной генетическая трактовка этого явления. Анализ фактического материала, при котором в той или иной мере использовались идеи, опубликованные

Таблица 1. Проявление главных типов магматических формаций на территории Южного Казахстана в ходе развития тектономагматических циклов (ТМЦ)

Стадия ТМЦ	Магматическая формация	Тектономагматический цикл		
		байкаль-ский	каледон-ский	герцинский
Ранняя	Натриевых базальтов			
	Дунит-пироксенит-габбровая			
	Базальт-андезитовая (базальтовая)			
	Базальт-андезит-дацитовая			
	Андезитовая			
	Габбро-диоритовая			
Средняя	Габбро-плагногранитовая			
	Базальт-андезитовая			
	Базальт-андезит-дацитовая			
	Базальт-андезит-дацит-липаритовая			
	Габбро-диорит-гранодиоритовая			
	Андезитовая			
	Андезит-дацитовая			
	Диорит-гранодиоритовая			
Поздняя	Дацит-липаритовая			
	Гранодиорит-плагногранитовая			
	Гранодиорит-гранитовая			
	Щелочных ультрамафитов—фойдитов			
	Базальт-андезитовая			
	Щелочных базальтоидов — лейцито-фиров			
	Габбро-диабазовая			
	Габбро-диоритовая			
	Щелочных габбро-спенитов			
	Габбро-диорит-гранодиоритовая			
	Габбро-диорит-граноспенитовая			
	Андезит-дацит-трахитовая			
	Андезит-дацит-липаритовая			
	Диорит-гранодиоритовая			
	Диорит-гранодиорит-гранитовая			
Дацит-липаритовая				
Гранодиорит-щелочно-гранитовая				
Гранодиорит-гранитовая				
Гранодиорит-плагногранитовая				
Липарит-трахитовая				
Дацит-липаритовая				
Гранитовая				
Гранит-аляскитовая				

в трудах Г. Л. Поспелова [12], Г. Н. Щербы [14, 15] и Ф. А. Летникова [6—9], позволили нам дать генетическое толкование явлений гранитизации пород Южного Казахстана, отличное от такового К. А. Абдрахманова [1]. Все магматические формации изучались отдельно по струк-

Таблица 2. Средний химический состав базальт-андезитовых

Каледониды											
СФЗ	Возраст	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
<i>Ранняя</i>											
Чингиз-Тарбагатайская	Є ₂₋₃	48,1	0,9	13,6	3,0	7,1	—	8,6	12,9	2,1	0,6
Текельская	PR ₃ —Є ₂	48,1	2,0	15,8	2,6	7,9	0,2	4,7	10,3	2,7	1,8
Сарытумская	Є ₂	46,0	2,5	13,6	3,9	8,7	0,2	7,8	9,2	3,5	1,3
Кенкольская	PR ₃ ?	47,8	1,3	13,5	2,3	7,3	0,2	6,4	13,6	2,8	0,5
Большекаратауская	PR ₃ ?	50,1	2,3	14,7	6,6	7,1	—	4,1	7,4	3,0	1,4
<i>Средняя</i>											
Чингиз-Тарбагатайская	O ₃	49,7	1,2	15,9	4,9	5,5	0,2	6,3	9,8	2,9	1,4
Кетменская	S ₁	49,0	1,1	16,8	6,5	1,4	0,1	6,0	6,1	4,4	2,0
Кунгейская	O ₂₋₃	49,2	0,8	13,8	3,6	8,4	0,2	5,7	11,0	2,6	0,5
Кенкольская	O ₃	51,5	1,9	16,0	7,8	2,7	0,2	3,6	5,8	3,9	2,4
<i>Поздняя</i>											
Сарытумская	D ₂	47,6	1,2	13,7	3,4	6,8	0,2	6,7	8,5	3,5	0,2
Жельтауская	D ₃	46,7	2,7	17,1	6,3	4,6	0,4	5,2	7,7	3,0	1,6
Кендыктасская	D ₂	48,5	2,5	15,0	7,1	4,9	—	4,7	8,6	3,0	1,3
Калмакэмель-Баканаская	D ₂ ^{gv} —f	48,4	1,0	17,8	4,6	5,9	0,2	6,1	9,6	2,4	0,7
Илийская	D ₂ ^{gv}	49,2	1,2	17,3	5,4	4,8	—	5,4	8,9	3,1	0,9

* Нерасчиленная базальт-андезит-дацит-липаритовая формация.

турно-формационным зонам (СФЗ). Границы зон приняты в основном по Г. Ф. Ляпичеву [11], детализированы А. К. Киселевым. Всего выделено 30 структурно-формационных зон и подзон. За основу принята классификация, предложенная сотрудниками ВСЕГЕИ [10]. Проявление главных типов магматических формаций в ходе развития тектономагматических циклов представлено в табл. 1. В целом каждый тектономагматический этап характеризуется направленностью в развитии магматизма от ультрабазитов и базитов ранней стадии до окситов и алкалитов поздней. Кажущееся возрастание видового разнообразия формаций объясняется для байкальского цикла ограниченностью площадей распространения, а для герцинского — неравномерностью щелочной проработки образований. Анализ табл. 1 показывает, что от ранней к поздней стадии возрастает количество магматических формаций кислого и щелочного состава, хотя проявления магматитов средне-основного состава имеются на всех стадиях изученных тектономагматических циклов.

Средний химический состав базальтов различных структурно-формационных зон, тектономагматических циклов и стадий развития, как видно из табл. 2, очень близок, что отражает однотипность условий образования базальтовых расплавов вне зависимости от времени и пространственной приуроченности. Специфика отдельных структурно-формационных зон на различных этапах развития проявляется в вариациях

формаций по стадиям развития тектономагматических циклов, %

		Герциниды									
СФЗ	Возраст	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
<i>стадия</i>											
Актюз-Богутинская	C ₁	51,4	1,3	14,6	2,9	5,1	—	7,8	6,8	3,4	0,4
	C ₁	47,4	0,8	15,8	3,7	4,4	0,2	3,9	6,1	3,1	1,8
Северо-Джунгарская	D ₂ —C ₁	48,0	1,3	15,0	3,4	7,8	—	10,0	7,7	2,8	0,7
Илийская	C ₁ *	49,9	1,1	18,1	6,7	3,4	0,2	4,6	7,0	3,8	1,2
Кунгейская	C ₁ **	49,8	2,1	16,2	5,4	3,4	0,1	3,6	5,2	3,1	1,9
<i>стадия</i>											
Чингиз-Тарбагатайская	C ₂	48,6	1,5	15,7	4,9	7,0	0,2	4,7	6,8	2,9	0,9
	C ₂	47,8	1,2	18,3	4,8	5,5	0,2	5,7	9,0	3,0	1,2
Илийская	C ₂₋₃	50,6	1,0	18,4	6,5	2,7	0,1	4,9	8,6	2,9	1,1
Бурлы-Айдарлинская	C ₂₋₃	51,8	1,1	18,0	4,4	4,8	0,1	3,2	8,1	3,4	0,9
<i>стадия</i>											
Кетменская	P ₂ ²	50,4	0,8	16,2	7,7	1,4	—	4,5	6,7	2,6	2,0
	P ₂	51,2	1,2	17,3	6,5	2,8	—	4,3	7,8	3,8	2,0
	P ₁	51,1	0,9	18,9	4,9	3,6	0,2	4,3	8,2	3,1	1,0

** Нерасчлененная базальт-андезит-дацитовая формация.

содержания титана (от 0,8 до 2,7%) и кальция (от 5,8 до 13,6%). Пределы колебаний других компонентов однотипны.

Вещественный состав магматитов средней и поздней стадий (табл. 3) близок в разных структурно-формационных зонах и для разновозрастных тектономагматических циклов.

В истории развития каждого цикла наблюдается отмеченная многочисленными исследователями тенденция повышения кислотности и щелочности к магматитам поздней стадии, хотя и там присутствуют магматиты средне-основного состава, аналогичные более ранним стадиям. Необходимо отметить, что вулcano-плутонические ассоциации в структурно-формационных зонах Юго-Восточного Казахстана встречаются довольно редко, соотношения между вулканическими и плутоническими формациями колеблются в значительных пределах.

В распределении микрокомпонентов нет столь четких закономерностей. Существенно влияют на количество элементов-примесей фактор региональной принадлежности и стадия развития каждого тектономагматического цикла. В базальтах более или менее стабильна концентрация литофильных элементов (иттрия, олова, молибдена, ниобия и галлия). Остальные микрокомпоненты в каждой структурно-формационной зоне имеют свою специфику распределения. В целом можно отметить такую тенденцию. Магматиты средней стадии развития в связи с распространенностью более основных пород содержат повышенное количе-

Таблица 3. Средний химический состав магматитов средней

СФЗ	Формация, возраст	Порода	Каледониды								
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
<i>Поздняя</i>											
Актюз-Богутинская	Габбро-диорит-гранодиоритовая, O ₃	Габбро	52,2	0,9	12,8	3,6	5,8	9,1	9,8	2,4	2,0
		Диориты	57,3	3,2	15,8	3,0	4,0	3,3	6,2	3,2	2,6
		Кварцевые диориты	60,5	1,0	16,2	1,5	4,3	3,8	4,9	3,7	2,2
Жа-ланр-Найманская	Габбро-плагиогранитовая, O ₁	Гранодиориты	63,2	0,4	16,6	2,2	2,3	0,6	4,6	4,6	3,5
		Плагиограниты	68,5	0,3	15,68	1,1	1,6	1,5	3,1	5,3	1,4
		Габбро	49,9	1,3	12,4	2,4	6,1	10,6	10,2	2,3	0,6
		Диориты	57,6	0,7	13,5	3,2	4,5	4,5	5,1	4,0	0,7
		Гранодиориты	65,0	0,6	14,8	3,0	2,4	2,5	3,3	5,0	1,3
		Плагиограниты	71,3	0,3	13,4	1,1	2,3	1,3	2,5	5,2	0,9
<i>Средняя</i>											
Актюз-Богутинская	Гранит-щелочно-гранито-аяски-товая, D ₂₋₃	Граносениты	64,4	0,7	16,6	1,5	3,0	1,5	2,8	3,9	4,7
		Амфиболовые граниты	67,5	0,5	14,7	2,2	1,5	1,5	3,4	3,6	3,3
		Плагиограниты	72,1	0,3	13,1	1,7	1,3	0,8	0,8	4,8	4,3
Жель-тауская	Гранитовая, D ₂₋₃	Биотитовые граниты	72,6	0,3	13,4	0,9	0,8	0,2	1,7	4,0	4,8
		Лейкограниты	73,6	0,3	13,5	1,1	1,0	0,3	1,2	4,0	4,8
		Щелочные граниты	73,9	0,3	12,2	2,2	0,9	0,3	0,6	4,1	4,6
		Аляскиты	74,7	0,1	13,3	1,3	1,2	0,2	0,4	4,0	4,0
		Гранодиориты	65,2	0,6	15,2	1,9	2,8	1,3	2,5	4,5	2,4
		Метагранодиориты	66,4	0,7	15,0	2,3	2,2	1,1	2,2	5,1	4,1
		Адамеллиты	68,4	0,4	14,2	2,4	1,2	0,6	1,9	4,4	4,2
		Метаплагиограниты	68,4	0,4	16,9	1,8	0,4	0,8	2,0	8,0	0,4
		Амфиболовые граниты	69,9	0,4	14,6	1,9	1,0	0,8	1,8	3,9	4,2
		Биотитовые граниты	72,8	0,2	13,4	1,5	0,7	0,5	1,3	3,8	4,3
		Щелочные граниты	73,4	0,2	12,7	1,8	0,3	0,4	1,0	4,0	4,9
		Лейкограниты	74,0	0,2	12,9	1,7	0,5	0,5	0,9	3,7	4,5
		Лейкоплагиограниты	75,0	0,2	13,1	1,6	0,3	0,4	0,9	4,5	4,0
		Аляскиты	75,3	0,1	12,8	1,2	0,5	0,2	0,6	3,7	4,8

ство кобальта, никеля, ванадия, хрома и фосфора. Содержание иттрия, олова, свинца, ниобия, галлия и, слабее, молибдена возрастает в образованиях поздней стадии развития как каледонского, так и герцинского цикла.

Характерной чертой магматитов описываемого региона является то, что помимо бесспорно магматических образований, гомогенных на значительных территориях, здесь широко распространены метасоматические породы. Интенсивность метасоматоза нарастает от ранней стадии к поздней и имеет общую тенденцию изменения состава метасоматизирующих флюидов от существенно натриевых к существенно калиевым. Магматотипный метасоматоз довольно легко определяется в поле по наличию постепенных переходов между разновидностями пород, по неоднородности состава отдельных фаций и обладает всеми чертами «купола, перешедшего в гранитный массив», в трактовке Ф. А. Летникова [6].

На материалах Северного Тянь-Шаня установлены различия в механизме сиалитизации земной коры в каледонское и герцинское время. На поздней стадии каледонид преимущественно распространено метасо-

и поздней стадии развития различных тектономагматических циклов, %

СФЗ	Формация, возраст	Порода	Герциниды								
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Актюз-Богутинская	Габбро-диорит-гранодиоритовая, С ₂	Габбро	51,2	0,8	19,9	5,9	3,2	2,9	9,0	3,2	1,6
		Габбро-диориты	54,4	1,1	17,3	4,7	4,6	3,6	7,9	3,6	0,4
		Диориты	59,8	0,7	16,6	1,2	4,1	3,0	6,4	3,2	2,6
		Граносениты	65,7	0,4	15,4	0,9	1,7	1,1	3,2	3,6	4,2
		Гранодиориты	66,8	0,5	15,5	1,7	1,8	0,9	3,2	4,4	3,3
Калмак-Эмель-Баканаская	Габбро-диорит-гранодиоритовая, P ₁ ¹ ?	Габбро	49,6	1,2	17,4	5,0	5,6	4,8	6,4	2,8	1,4
		Диориты	57,2	0,8	16,8	3,5	4,0	3,1	6,1	3,5	1,8
		Кварцевые диориты	61,2	0,7	17,1	3,6	2,0	2,0	5,1	4,5	1,8
		Гранодиориты	64,3	0,6	15,5	2,3	2,8	1,9	3,9	3,7	3,3
		Метагранодиориты	67,5	0,7	14,9	2,9	0,3	0,7	2,5	5,0	4,3
		Плагнограниты	71,3	0,3	14,5	1,5	1,6	0,9	2,4	4,3	2,1

стадия

Актюз-Богутинская	Гранит-лейкогранитовая, С ₃	Амфиболовые граниты	68,2	0,4	15,7	1,5	2,0	0,9	3,5	3,0	4,1
		Плагнограниты	69,6	0,2	17,2	0,6	1,5	0,7	2,1	5,2	3,0
		Биотитовые граниты	72,2	0,2	14,0	0,8	1,0	0,8	1,5	4,0	4,4
		Лейкограниты	74,8	0,8	12,5	0,2	1,4	0,3	0,8	3,4	4,8
Калмак-Эмель-Баканаская	Гранит-лейкогранитовая, P ₁ ² ?	Адамеллиты	66,0	0,6	15,0	2,5	2,6	1,6	3,6	3,5	3,6
		Амфиболовые граниты	70,7	0,4	14,0	1,7	1,9	0,7	2,1	3,2	3,8
		Биотит-амфиболовые граниты	72,9	0,4	14,3	1,0	1,6	0,8	2,0	2,8	4,0
		Лейкограниты	73,1	0,4	12,7	1,0	0,5	0,3	1,5	3,1	4,7
		Биотитовые граниты	73,3	0,2	14,6	1,2	0,6	0,2	1,1	3,4	4,3
		Аляскииты	74,6	0,2	13,8	0,7	0,9	0,1	0,4	3,3	5,2

магматическое гранитообразование по магматитам средне-основного состава, что определило фемафильный металлогенический профиль этих образований. Появление небольших очагов кислой магмы носило локальный характер. В герцинском цикле наряду с флюидным магматотипным замещением широко развито палингенное гранитообразование, определяющее иной металлогенический профиль.

Инtratеллурическая термофлюидоколонна развивалась во времени по принципу щелочно-кислотного взаимодействия с породами субстрата, описанному Д. С. Коржинским в его известных всем работах [2, 3]. Им обоснована зависимость кислотной агрессивности флюидов от температуры [4]. Понижение температуры флюидов вызывало повышение их кислотной агрессивности, т. е. способности производить дебазификацию пород. По данным Д. С. Коржинского, Ф. А. Летникова и других исследователей, в составе этих флюидов резко преобладали водородные и кислородные соединения углерода, атомарный водород, щелочи, а в верхних частях земной коры появилась вода.

На орогенной стадии каледонского цикла метасоматизирующие флюиды имели преимущественную кремнекалиевую специфику.

Так, в гранитах Сарытумской зоны из 163 силикатных анализов в 154 количество калия превышает содержание натрия, соответственно в Жельтауской зоне из 62 — 60, в Кендыктасской из 65 — 37, в Актюз-Богутинской из 117 — 97 и так далее. Повышение активности натрия было локальным и привело к образованию на отдельных участках щелочных гранитов. Переходы между калиевыми и натровыми разностями чаще постепенные, и лишь в единичных случаях граница фронта метапреобразований носила резкий характер. Механизм этого перераспределения пока не ясен. Экспериментальными работами Е. П. Сапрыкина и др. [13] установлена различная миграция компонентов и неравномерность их перераспределения при нагревании сравнительно однородных глинистых пород. Не исключено, что и в нашем случае существовали аналогичные процессы. Для герцинид наряду с калием характерно повышение активности натрия, что отражается в появлении биотит-альбитовых гранитов и лейкоплагиогранитов.

Характерной чертой служит синхронность метасоматической гранитизации на значительных территориях. Интенсивность метапреобразований зависит от степени проницаемости земной коры и на различных участках количество реликтовых минералов при гранитизации будет различным.

Описываемые процессы выражаются многочисленными признаками. Случаи образования мономинеральных пород довольно редки, хотя встречаются силекситы, альбититы и калишпатиты. Обычным является присутствие пород и минералов промежуточного состава. К макроскопическим признакам метасоматического породообразования относятся пятнистая неоднородность состава с постепенными переходами между разновидностями пород, широкое развитие эпидотизации, гематитизации и калишпатизации, неравновесность состава и структуры. Здесь часты останцы пород основного и среднего состава. Ширина зоны перехода между разновидностями пород варьирует от первых сантиметров до первых десятков метров.

К микроскопическим признакам относятся следующие элементы пород основного состава: реликты деанортитизированного основного плагиоклаза (лабрадора) в кристаллах олигоклаз-альбита, пироксенов и амфиболов в агрегате минералов класса слоистых силикатов, офитовой структуры, участки метасоматической гранобластовой структуры. Характерной чертой метасоматических гранитов является то, что даже при значительной гранитизации, когда порода не отличима макроскопически от магматической, при микроскопическом ее изучении обязательно устанавливаются реликты состава или структуры. Так, в аплитовой дайке Арбатасского массива метагранитоидов под микроскопом были установлены реликты офитовой структуры, свидетельствующие о диабазовой природе исходного субстрата и о гранитизации массива после его становления.

Кремненатровый метасоматоз изучен слабее, так как чистых последовательных серий замещения пока не встречено. Обычны производные кремне-калинатрового метасоматоза со значительной ролью альбита в конечных членах ряда. Альбит чаще ассоциирует с биотитом, но на отдельных участках появляется и щелочная роговая обманка — рибекит.

Комплексное изучение петрологии, петрохимии и геохимии магматитов с определением исходного субстрата, степени и характера его метасоматических преобразований — одно из главных звеньев прогнозно-металлогенических исследований.

В связи с гранитоидами различного генезиса меняется и характер металлогении. Гранитизация пород средне-основного состава способ-

ствует образованию в благоприятных условиях скоплений меди, золота, вольфрама, полиметаллов, олова, молибдена. Существует зависимость между типом минерализации, местом ее локализации и степенью гранитизации. Медь, золото и полиметаллы тяготеют к менее гранитизированным породам. Значительное развитие метасоматических гранитов и гранитизация гранодиоритов способствуют скоплению вольфрама в виде шеелита, молибдена и олова. При интенсивном щелочном метасоматозе в стволовой части движения интрателлурических флюидов локализуются участки концентрации ниобия и редких земель.

Таким образом, изучение генезиса и истории формирования магматотипных пород способствует ориентировке в наиболее рациональной направленности геологопоисковых работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдрахманов К. А. Глубинные метасоматические (автохтонные) гранитоиды Казахстана и их геолого-структурные, петролого-геохимические, металлогенические и генетические особенности. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1971, № 6, с. 32—55.
2. Коржинский Д. С. Метамагматические процессы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 12, с. 3—6.
3. Коржинский Д. С. Кислотно-основное взаимодействие флюидов с породами и магмой. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., 1978, с. 5—9.
4. Коржинский Д. С., Эпельбаум М. Б., Сорокин В. И. Зависимость кислотной агрессивности магматогенных флюидов от температуры. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 6, с. 3—9.
5. Летников Ф. А., Нарсеев В. А. Термостатирование природных систем и его роль в геологических процессах. — В кн.: Физико-химическая динамика процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск, 1971, с. 38—43.
6. Летников Ф. А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск, 1975. 215 с.
7. Летников Ф. А., Гангимунова А. А. О взаимодействии водорода с габбро-диоритом. — ДАН СССР, 1976, т. 227, № 4, с. 965—967.
8. Летников Ф. А. Влияние флюидного режима на формирование гранитоидных комплексов. — В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, 1977, с. 7—14.
9. Летников Ф. А. Флюидные фации и проблемы петрогенезиса. — В кн.: Петрология литосферы и рудоносность: Тезисы докл. VI Всесоюз. петрограф. совещания. Ленинград, 1981. 129 с.
10. Магматические формации СССР. Л., 1979. Т. 1 и 2. 320 и 279 с.
11. Металлогения Казахстана. Типы структурно-формационных комплексов и тектоническое районирование палеозойд. Алма-Ата, 1977. 182 с.
12. Поспелов Г. Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск, 1973. 355 с.
13. Сапрыкин Е. П., Василенко Г. П., Мездрич Б. М. Миграция элементов в искусственном термоградиентном поле: (по данным эксперимента). — Геохимия, 1976, № 10, с. 1570—1576.
14. Щерба Г. Н. Колонна преобразования земной коры и металлогения. — В кн.: Проблемы металлогении и рудогенеза. Алма-Ата, 1974, с. 112—117.
15. Щерба Г. Н. Колонна преобразования земной коры: (Геологические аспекты). Алма-Ата, 1975. 280 с.

НОВАЯ СХЕМА РАЗВИТИЯ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА
ДЛЯ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА
И ЕЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Большинство геологов Центрального Казахстана придерживается схемы грубо гомедромного развития орогенных гранитоидов складчатых систем, согласно которой все ультракислые граниты ($\text{SiO}_2 > 73\%$, лейкограниты и аляскиты) рассматриваются в качестве завершающих гранитоидный магматизм каждого тектономагматического цикла. Эта традиционная точка зрения отражена, в частности, на недавно изданной «Геологической карте» м-ба 1:500 000 [4]. Считается, что собственные гранитоидные формации возникают в складчатых системах в такой последовательности: 1) гранодиоритовая* — габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты, плагиограниты; 2) граносиенитовая — монзониты, кварцевые монзониты, граносиениты, субщелочные граниты; 3) лейкогранитовая — лейкограниты; 4) аляскитовая — аляскиты, щелочные аляскиты.

С 1977 г. автор пытается показать [14, 15], что собственные гранитоиды и близко синхронные им активизационные интрузии образуют (в рамках одного тектономагматического цикла) не единую, приближающуюся к гомедромной, последовательность, а формируют два четко гомедромных ритма, именуемые в дальнейшем интрузивными сериями. Каждая серия начинается со средне-основных пород и завершается ультракислыми. Первая, раннеорогенная серия собственных гранитоидов включает гранодиоритовую и лейкогранитовую формации, вторая, позднеорогенная — граносиенитовую и аляскитовую. Среди активизационных интрузий выделяются также две серии: в раннюю, близко синхронную с раннеорогенной серией, входят гранодиоритовая и лейкогранитовая формации; поздняя, синхронизирующаяся с позднеорогенной формацией собственных гранитоидов, включает формацию пород повышенной щелочности и аляскитовую формацию. Одноименные формации в собственных и активизационных сериях (гранодиоритовой, лейкогранитовой, аляскитовой) значительно различаются и представлены своими субформациями. В табл. 1 и 2 отображена возрастная и тектоническая корреляция интрузивных комплексов Центрального Казахстана, выполненная на основе предлагаемой последовательности становления собственных и активизационных интрузивных серий гранитоидов и щелочных пород.

Теперь, когда проблема и предмет обсуждения в целом очерчены, перейдем к главной задаче настоящего сообщения — доказательству предлагаемой последовательности формирования интрузивных комплексов. Однако прежде необходимо сказать несколько слов о тектоническом районировании, а точнее — об изменениях, которые следует внести в существующие представления по этому вопросу. Автор, следуя за большинством тектонистов, считает, что наиболее приемлемый способ тектонического районирования геосинклиналино-складчатых областей — это их

* Наименования формациям даны по наиболее распространенным породам.

Таблица 1. Собственные орогенные гранитоидные серии, формации и комплексы палеозойских складчатых систем Центрального Казахстана

Складчатая система	Раннеорогенная серия		Позднеорогенная серия	
	Гранодиоритовая формация: Na-гранодиоритовая суб- формация	Лейкогранитовая формация: субформация субнормаль- ных гранитов	Граносиенитовая формация	Аляскитовая формация
	Интрузивный комплекс			
Позднегерцинская (C ₂₋₃ ?)	Кунгисаякский, C ₂₋₃ ?	Бесобинский, P ₁	Саякский, P ₁	
Раннегерцинская (C ₁)	Балхашский, музбельский, саурский, C ₁	Восточнооунрадский, жа- мантауский, C ₃ или C ₂₋₃	Салдырминский, C ₃ —P ₁ ; сарыоленский, кокдалинский, P ₁ ; кокдомбакский, ушобин- ский, P ₂	Кызылрайский, котан- эмельский, керегетасес- пинский, P ₂
Позднекаледонская (D ₃)	Жангельдинский, D ₃	Космурунский, кенкудук- ский, D ₃ или D ₃ —C ₁		
Среднекаледонская *	Қарамендинский, кызыл- жартасский, просторненский, D ₁ ; сарыкольский (четский), S ₂	Корнеевский, теректин- ский, кылчинский, аршалин- ский, D ₂ ; саргалдакский, D ₁	Қарасайский, коккудуктю- бинский, D ₂₋₃ ; карасорский, кызылобинский, D ₂	Шунакский, D ₃ ; шан- шальский, D ₂
Раннекаледонская (O ₃)	Крыккудукский, жарлы- кольский, акжалский, кос- мурунский, курдайский, O ₃	Александровский и другие силурийские комплексы	Аралаульский, D ₁	Аккольский, D ₂

* В средних каледонидах гранодиоритовая формация представлена преимущественно K-Na-гранодиоритовой субформацией, а среди плутонов лейкогранитовой формации наряду с субгранитными достаточно широко распространены и собственно лейкогранитовые.

Т а б л и ц а 2. Активизационные палеозойские интрузивные серии, формации и комплексы Центрального Казахстана

Тектономагматический цикл	Гранитоидная серия, формирующаяся в консолидированных областях под влиянием инверсионно-раннеорогенных тектонических движений		Серия субщелочно-щелочных пород, формирующихся в консолидированных областях под влиянием позднеорогенных тектонических движений	
	Гранодиоритовая формация: Na-K-гранодиоритовая и K-гранодиоритовая субформации *	Лейкогранитовая формация: собственно лейкогранитовая субформация	Сиенитовая формация: нефелиновых и щелочных сиенитов, щелочных и субщелочных кварцевых сиенитов субформации	Аляскитовая формация: аляскитов и аляскитовых лейкогранитов, щелочных аляскитов субформации
Интрузивный комплекс				
Раннегерцинский	Топарский, C ₂₋₃	Акчатауский, куинский, C ₃ —P ₁	Беркутинский, тлеумбетский, вишневыский, найзатаский, P ₁ ; кокдомбакский, байназарский, P ₂	Койтасский, баянаульский, керегетаспинский, кызылкайнарский, P ₂
Раннекаледонский	Зерендинский, O ₃ —S ₁ ; позднеордовикские гранитоиды в Улутауском мегантиклинории, Селетинском и Киреском антиклинориях	Золотоношский, S ₂	Еленовский, ишимский, D ₁	Балкашинский, улутауский, D ₂

* Мелкие интрузивы калиевых гранитоидов сложены преимущественно гранодиоритами и могут быть отнесены к K-гранодиоритовой субформации, в крупных доминируют адамеллиты и граниты и по преобладающим породам все калиевые гранитоиды следует относить к адамеллит-гранитовой формации. В настоящем сообщении принято первое название, позволяющее более наглядно проводить параллелизацию собственных и активизационных интрузив.

разделение в зависимости от времени прохождения через стадию инверсии тектонического режима с прогибания на воздымание. Этот рубеж, как известно, знаменует завершение морского осадконакопления и начало орогенной стадии, зарождение или приращение континентальной коры, образование специфических геологических формаций, проявление максимальной линейной складчатости, обозначаемой как главная орогенная фаза или главная складчатость. Одной из характернейших формаций этой стадии является гранодиоритовая — формация существенно натровых средних и кислых пород нормальной щелочности.

С учетом отмеченных особенностей переходной стадии предлагаются следующие основные изменения в тектоническом районировании палеозонд Центрального Казахстана (рис. 1).

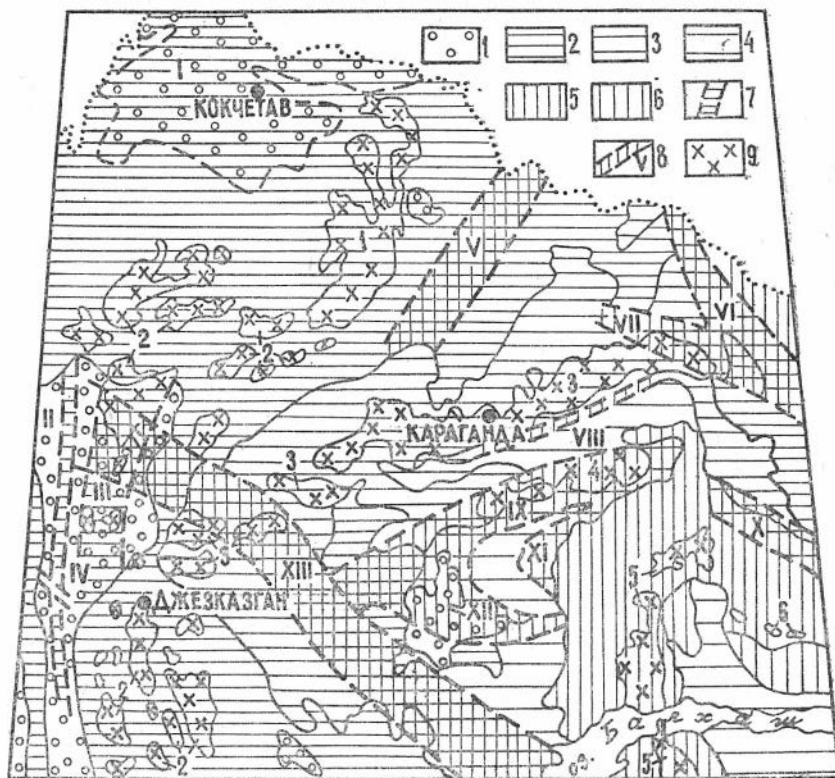


Рис. 1. Схема тектонического районирования Центрального Казахстана. Составили В. И. Серых и И. В. Глухан с использованием тектонических карт Казахстана под ред. В. Ф. Беспалова (1975 г.), А. А. Абдулина и Ю. А. Зайцева (1976 г.), А. В. Пейве и А. А. Моссаковского (1982 г.) и геологической карты под ред. Л. Ф. Думлера, И. В. Орлова, В. Ф. Беспалова (1981 г.).

Складчатые системы: 1 — фрагменты докембрийских складчатых систем, 2 — раннекаледонская, 3 — среднекаледонская, 4 — позднекаледонская, 5 — раннегерцинская, 6 — позднегерцинская; главные зоны тектономагматической активизации: 7 — связанные с раннекаледонским циклом (I — Кокчетавская, II — Майтубинская, III — Каптадырская, IV — Карсакапайская), 8 — связанные с раннегерцинским циклом (V — Койтаская, VI — Тлеумбетская, VII — Байнаульская, VIII — Спасская, IX — Успенская, X — Южно-Чингизская, XI — Западно-Жаман-Сарысуйская, XII — Акжал-Аксоранская, XIII — Жайлыма-Караобинская); 9 — главные интрузивные пояса и линейные плутоны гранодиорит-лейкогранитовой серии (1 — Кырккудукский, 2 — Тениз-Джезказганский, 3 — Теректы-Кызылтауский, 4 — Калдырминский, 5 — Балхашский, 6 — Музбельский)

Обычно ранние каледониды дополняются двумя крупными зонами развития раннекаледонских комплексов — в районе Актау-Моинтинского выступа и в ядерной части Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. В первом случае автор следует за А. В. Авдеевым [1], установившим крупный каледонский мегантиклинорий, переработанные фрагменты которого отмечаются в Актау-Моинтинском и Новалы-Кызылеспинском антиклинориях. Вторая зона предположительно выделяется в приосевой части Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория по отсутствию в ее пределах силурийского осадконакопления и наличию позднеордовикских интрузий натровых гранитоидов (космурунский комплекс), характерных для инверсионной стадии ранних каледонид. К ранним каледонидам следует отнести и блок ордовикских образований к югу от Майкубенской депрессии, включающий позднеордовикский жарлыккольский комплекс натровых гранитоидов и александровский комплекс субнормальных и лейкократовых гранитов.

Считается, что так называемые тельбесиды прошли через инверсию и главную складчатость в среднем девоне [4]. Однако по имеющимся данным можно говорить лишь о том, что в среднем девоне морское осадконакопление еще продолжалось здесь, а континентальные формации появились только во фране. С этой точки зрения представляется более приемлемым вывод авторов работы «Тектоника Казахстана» [19] о том, что гранито-метаморфический слой Жаман-Сарысуйской зоны сформировался в позднем девоне. Это с одной стороны, с другой — в качестве складчатого (сининверсионного) комплекса в тельбесиде выступает среднедевонский просторненский гранодиоритовый комплекс. В действительности радиологический возраст этого комплекса не среднедевонский, а раннедевонский («Каталог...», 1970), что не противоречит и геологическим соотношениям. Тесно связанный с просторненским комплексом типичный орогенный лейкогранитовый (аршалинский) комплекс по аналогичным данным должен датироваться средним (в крайнем случае, средним — поздним), а не поздним девонем. Отсюда следует, что эти гранитоиды не могут принадлежать к рассматриваемой области даже в том случае, если главную складчатость отнести к среднему девону. По нашему мнению, просториенский и аршалинский комплексы имеют такое же геотектоническое положение, как, например, карамендинский и корнеевский (см. табл. 1). В то же время в Жаман-Сарысуйской зоне имеется диорит-гранодиорит-гранитовый жангельдинский комплекс [19] с позднедевонским радиологическим возрастом, прорывающий франские вулканиты и перекрытый туфами предположительно калмакзмельского уровня. На основании сказанного вероятнее считать, что структурно-формационные зоны (в первую очередь, Жаман-Сарысуйская), относившиеся к району тельбеской складчатости, претерпели главную складчатость не в среднем, а в позднем девоне, по-видимому, в середине франского века. При таком подходе в качестве сининверсионного интрузивного комплекса должен рассматриваться жангельдинский.

Франский перерыв в осадконакоплении и отсутствие постфранских отложений характерны для большей части Северо-Балхашского мегантиклинория и к югу от него. Показательно существование и здесь гранитоидов с позднедевонским радиологическим возрастом (массив Катбар), не находящим объяснения в случае отнесения всей рассматриваемой территории к району позднегерцинской (саякской) складчатости [6]. Можно предположить, что большая часть Северо-Балхашского мегантиклинория прошла через инверсию и главную складчатость во фране, как и область «тельбесид».

Таким образом, к концу франа на территории Центрального Казахстана сформировалась единая каледонская складчатая область, в пределах которой сохранились небольшие остаточные прогибы (в частности, Саякский). Этот рубеж, по нашему мнению, ознаменовал окончание каледонского мегацикла, начавшегося в венде с крупной, регионального характера, деструкции протерозойского микроконтинента, описанной во многих работах [2, 3, 7 и др.].

К концу франа — началу фамена относится проявление следующего крупного деструктивного процесса, положившего начало герцинскому мегациклу. Главная деструктивная зона находилась, по всей видимости, на месте Котырассанской, Кусакской и Тюлькулинской структурно-формационных зон, где максимальным морское осадконакопление и магматизм, сходный с островодужным. Деструктивные явления инициировали раннегерцинский геосинклинальный процесс. Главная зона деструкции «оперяется» довольно многочисленными крупными зонами нарушения каледонской коры, порождающими геосинклинальный процесс лишь в сильно редуцированном виде или обуславливающими только магматическую активность. Такие побочные зоны деструкции называются зонами тектономагматической активизации.

Мысль о герцинских деструктивных процессах не нова. О наличии сложного раздвига в районе Токрауской впадины писал А. И. Суворов [18], средне-позднепалеозойские деструктивные процессы в Джунгаро-Балхашской складчатой области рассмотрены в работе «Тектоника Казахстана» [19]. Кажется, ни у кого не вызывает сомнения рифтогенная природа Иртыш-Зайсанской геосинклинали (по крайней мере, ее осевой части). Однако раннегерцинской деструкции придается неизмеримо меньшее значение по сравнению с раннекаледонской, а с этим нельзя согласиться. Главные раннегерцинские зоны деструкции с их побочными проявлениями в виде зон активизации охватывают более половины площади Центрального Казахстана, т. е. тоже имеют явно региональный характер. Акцент на этом вопросе необходим, ибо активизационные интрузии Центрального Казахстана, эти специфические по составу и крайне интересные в металлогеническом отношении образования, связаны именно с главными этапами деструкции коры и следующими за ними тектономагматическими циклами — раннекаледонским и раннегерцинским (см. табл. 2).

С ранними этапами вендской деструкции связано заложение в Улу-тауском докембрийском массиве Карсакпайской зоны активизации северо-западного простирания с ее сиенитовой формацией (массивы Сарысай, Карсакпай, Актас). Фрагмент аналогичной зоны фиксируется также шумекским сиенитовым комплексом в Актау-Моинтинском массиве. Впоследствии докембрийские массивы реагируют на все главные орогенические движения в раннекаледонской подвижной области: формированием активизационных интрузивных формаций, близко синхронных собственным орогенным гранитоидам ранних каледонид (см. табл. 1, 2, рис. 1). Основная масса активизационных герцинских интрузий сосредоточена в Жаильма-Карабинской, Успенской, Акжал-Аксоранской, Койтасской, Баянаульской, Тлеумбетской и Южно-Чингизской зонах активизации. Большинство этих зон выделено и кратко охарактеризовано [21].

Для обоснования предложенной последовательности формирования орогенных и активизационных интрузивных формаций рассмотрим следующие вопросы: 1) возрастные соотношения интрузивных комплексов; 2) их сочетания в пространстве; 3) термодинамические условия становления интрузивов; 4) генетические связи ультракислых гранитоидов с

кислыми и средними породами; 5) особенности тектонического положения формаций и некоторые другие вопросы.

Возрастные соотношения интрузивных комплексов являются главным моментом обсуждаемой проблемы. В дальнейшем автор ограничивается рассмотрением преимущественно прямых взаимоотношений между интрузиями лейкогранитовой и граносиенитовой формаций (положение гранодиоритовой формации как наиболее ранней, а аляскитовой как наиболее поздней ни у кого не вызывает сомнений). Другие данные (соотношения интрузий со стратифицированными образованиями, их радиологический возраст) будут привлекаться только в тех случаях, когда прямые взаимоотношения по тем или иным причинам не установлены. Именно такая ситуация существует сейчас в ранних каледонидах, где прямые взаимоотношения между лейкогранитовыми и граносиенитовыми (аралаульский комплекс) интрузивами не известны. Некоторые геологи датируют субщелочные гранитоиды аралаульского комплекса силуром и считают его более ранним по сравнению с лейкогранитовым комплексом, который рассматривается как силур-раннедевонский [4]. Такая датировка аралаульского комплекса базируется на условном принятии позднеордовикско-раннесилурийского возраста для субщелочных вулканитов, вмещающих некоторые плутоны комплекса (Аралаул, Богдановский, Южный Жаманкойтас). Однако во всех остальных районах северной части ранних каледонид возраст совершенно аналогичных вулканитов определен как раннедевонский (жарсорская свита). Большое сходство состава толщ позволяет считать, что и на упомянутых участках они имеют раннедевонский возраст, как это, впрочем, и принимается большинством геологов. Жарсорская свита и аралаульский комплекс, несомненно, представляют собой комагматичную вулcano-плутоническую ассоциацию и наиболее вероятный возраст аралаульского комплекса в этой связи — ранний девон. Такая датировка комплекса значительно больше, чем прежняя, согласуется и с его радиологическим возрастом, который в среднем составляет 404 млн. лет [4]. С этой поправкой собственные гранитоидные формации ранних каледонид формировались в такой последовательности: гранодиоритовая — позднеордовикский (крыккудукский) комплекс натровых гранитоидов нормальной щелочности, лейкогранитовая — силурийский комплекс субнормальных гранитов и лейкогранитов, граносиенитовая — раннедевонский (аралаульский) комплекс субщелочных гранитоидов, аляскитовая — среднедевонский (аккольский) комплекс аляскитов и аляскитовых лейкогранитов.

Близко синхронно (с некоторым запозданием) с собственными гранитоидными формациями в Кокчетавском и Улутауском мегантиклинориях возникли активизационные формации с более высоким уровнем щелочности: К-гранодиоритовая (O_3-S_1), лейкогранитовая (S_2) сиенитовая (D_1), аляскитовая (D_2). Нужно отметить, что в этом случае также не известны (по крайней мере, автору) прямые взаимоотношения между лейкогранитовой и сиенитовой формациями, но геологические и радиологические данные свидетельствуют в пользу указанной последовательности их формирования.

Значительно благополучнее с прямыми взаимоотношениями между лейкогранитовой и граносиенитовой формациями обстоит дело в средних каледонидах. Установлены два пункта прямых взаимоотношений: 1) северо-восточная часть сложного Корнеевского арал-плутона (в 1,8 км к югу от г. Джейляу), крупнозернистые лейкограниты корнеевского комплекса интродуцированы мелкозернистыми граносиенитами коккудуктюбинского комплекса; 2) верховья ручья Еспенбек (южнее массива Куу), граносиениты карасайского комплекса (D_{2-3}) несут крупные (до 6×3 м)

ксенолиты лейкогранитов кылчинского комплекса (D_{2-3}). Установленным соотношениям лейкогранитовой и граносиенитовой формаций противоречит принятый в настоящее время средне-позднедевонский возраст для лейкогранитового саргалдакского комплекса (Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий), который в результате оказывается более молодым, чем граносиенитовый кызылобинский среднедевонский) комплекс [5, 11, 12]. Однако это лишь кажущееся противоречие. Наиболее молодыми геологическими образованиями, прорываемыми интрузивами этого комплекса (Саргалдак, Акбик, Пишентай), являются гранодиориты позднесилурийского (сарыкольского) комплекса. Верхняя возрастная граница саргалдакского комплекса по геологическим данным не устанавливается, а имеющиеся радиологические определения по биотитам массива Акбик — 392 и 397 млн. лет [5] — указывают на ранний девон. Именно таким и следует принять возраст саргалдакского комплекса.

В поздних каледонидах гранитоидный цикл не завершен. Здесь проявлена лишь первая, раннеорогенная гранитоидная серия, представленная существенно гранодиоритовым (жангельдинским) и лейкогранитовым (космурунским) комплексами, следующими друг за другом в том же порядке, что и в других складчатых системах (см. табл. 1). Орогенное развитие поздних каледонид, надо полагать, было прервано фран-фаменской деструкцией.

Прямые взаимоотношения между раннегерцинскими лейкогранитовой и граносиенитовой формациями в Джунгаро-Балхашской складчатой системе установлены в следующих пунктах: 1) полихронный массив Асылхан (Котанэмельская впадина, южнее массива Котанэмель, северный склон выс. 642,9 м), лейкократовые граниты прорываются субщелочными гранитами; 2) лейкограниты западной части Калдырминского массива пересекаются граносиенитами Бугылинской интрузии; 3) район Байназарской кольцевой структуры, лейкогранитовые массивы Аршалы, Батыстау, Узунбулак прорываются различными по составу субщелочными интрузиями; 4) лейкограниты массива Жамантас (Успенская зона) интродированы субщелочными гранитами сарыоленского комплекса; 5) тела резко порфировидных меланократовых гранитов, сходных по структуре и составу с субщелочными гранитами сарыоленского комплекса, в западном экзоконтакте лейкогранитового массива Катпар-I (восточнее г. Шетска) несут крупные ксенолиты пород этого массива. Возрастная последовательность интрузивных комплексов, установленная с учетом указанных взаимоотношений, отражена в табл. 1, 2.

На основании соотношения интрузивов со стратифицированными толщами и определений радиологического возраста гранитоидов такая же последовательность установлена и в северо-западной части Иртыш-Зайсанской складчатой системы. Здесь полный раннегерцинский орогенный гранитоидный цикл представлен следующими интрузивными комплексами: раннекаменноугольным (саурским) натровых гранитоидов, позднекаменноугольным (жамантауским) субнормальных гранитов, позднекаменноугольным — раннепермским (салдырминским) субщелочных гранитоидов и позднепермским (керегетасеспинским) аляскитовым комплексом.

В поздних герцинидах прямые взаимоотношения между раннеорогенной и позднеорогенной гранитоидными сериями пока не установлены (таковые имеются лишь между кунгисаякским и бесобинским комплексами). Предлагаемая последовательность интрузивных комплексов (см. табл. 1) базируется в основном на радиологических данных: кунгисаякский комплекс — 324—335, бесобинский — 280—313, саякский — 269—305 млн. лет (данные автора, Г. П. Бурдукова, А. И. Иванова и др.).

В пользу такого расчленения позднегерцинских гранитоидов свидетельствуют также различия состава пород выделяемых комплексов, температура их кристаллизации и некоторые другие данные.

Таким образом, достаточно многочисленные прямые взаимоотношения между интрузивными комплексами, их соотношения со стратифицированными гольцами, радиологический возраст свидетельствуют о том, что лейкогранитовая формация формируется не после субщелочных и щелочных гранитоидов, а перед ними, и генеральная последовательность собственных и активизационных формаций такова: гранодиоритовая, лейкогранитовая, формации субщелочных и щелочных пород, аляскитовая. В заключение подчеркнем, что имеющееся к настоящему времени огромное количество радиологических датировок подтверждает такую возрастную последовательность интрузивных формаций, тогда как в рамках прежней схемы несоответствия между принимавшимся возрастом и радиологическими данными встречались буквально на каждом шагу, особенно в Джунгаро-Балхашской складчатой системе.

Особенности пространственного положения гранитоидных формаций и серий. Интрузивные массивы, принадлежащие к различным интрузивным комплексам (формациям), располагаются в пространстве вполне закономерно. Интрузивы лейкогранитовой формации тесно сопряжены с интрузивами гранодиоритовой формации, а интрузивы аляскитовой — с интрузивами граносиенитовой и сиенитовой формаций. При этом каждая сопряженная пара часто образует единые многофазные плутоны. Ультракислые интрузивы на современном эрозионном срезе в большинстве случаев попадают в контуры этих сложных плутонов и значительно реже находятся вне их, т. е. выглядят как самостоятельные. Из примерно 200 известных сейчас интрузивов лейкогранитовой формации 40% располагаются внутри плутонов гранодиоритовой формации, 35% — в их эндоконтактных частях и 25% — за их пределами. Аляскитовые интрузивы, которых насчитывается около 100, локализованы несколько иначе: 20% находится внутри плутонов граносиенитовой и сиенитовой формаций, 55% занимают их периферические части, часто образуя кольцевые, полукольцевые, дугообразные интрузивы, и 25% представлены изолированными выходами. Большинство лейкогранитовых и аляскитовых интрузивов, выглядящих как самостоятельные, теряют это свойство, если учесть геофизические данные о распространении скрытых интрузивов. При этом только около 5% всех ультракислых интрузивов сохраняют свою изолированность, все же остальные (около 20%) проецируются в контуры подземных очертаний более крупных плутонов.

Гранодиорит-лейкогранитовая и граносиенит-аляскитовая серии хотя и перекрываются в пространстве довольно значительно, но последняя всегда заметно смещена в сторону ранее сформировавшейся складчатой системы, т. е. в сторону континента. Это характерно для ранне- и среднекаледонского складчатых поясов и особенно показательно в раннегерцинском, где полоса перекрытия двух серий минимальна.

Особенности термодинамических условий формирования гранитоидных серий. На рис. 2 показаны результаты определения температуры кристаллизации гранитоидов по двуполевошпатовому геотермометру [10]. Всего использовано около 250 сосуществующих пар полевых шпатов. Полученные данные показывают, что гранитоиды граносиенит-аляскитовой серии кристаллизовались при более высокой температуре по сравнению с аналогичными по содержанию кремнезема породами гранодиорит-лейкогранитовой серии. Если наметить примерные срединные линии внутри полос распределения точек для обеих серий, то разница между ними будет около 80—100°. Лейкогранитовая и аляскитовая формации

имеют закономерное положение в общем эволюционном ряду серий, естественно заканчивая их термическую эволюцию, причем каждая из них наследует особенности термического режима предшествующих членов своей серии.

Гранодиорит-лейкогранитовая и граносиенит-аляскитовая серии отличаются и по условиям давления, хотя в этом отношении пока можно говорить лишь в сравнительном плане по геолого-петрографическим признакам. Преимущественно среднезернистые и крупнозернистые структуры

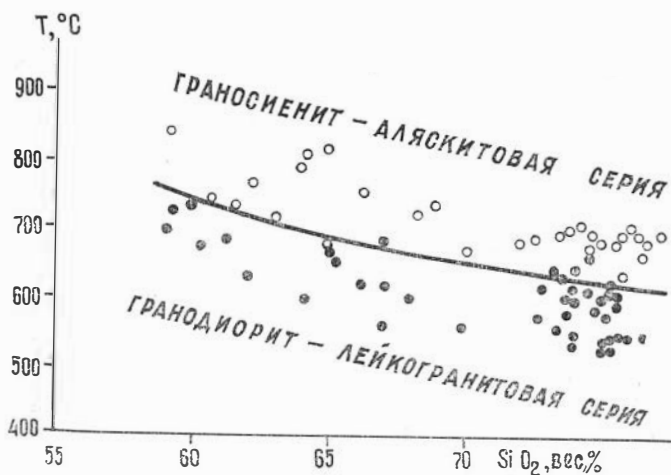


Рис. 2. Температура кристаллизации гранитоидов гранодиорит-лейкогранитовой и граносиенит-аляскитовой серий по данным двуполевошпатового геотермометра

пород, отсутствие в них резко выраженной порфириовидности, в целом постепенный, равновесный характер кристаллизации, отсутствие фактов о сообщении интрузивных камер с дневной поверхностью — все это свидетельствует, вероятно, о мезоабиссальных условиях становления plutonov гранодиорит-лейкогранитовой серии. Для пород граносиенит-аляскитовой серии, наоборот, характерны в основном мелкозернистые структуры, широкое развитие мелкозернистых и тонкозернистых резко порфириовидных (до почти порфириовых) разновидностей и неравновесные соотношения в них вкрапленников и мезостазаиса. Наличие микропегматитовых сростаний, начиная с монцонитов, интенсивная изменчивость структур и состава пород, вполне вероятная возможность прорыва магмы из интрузивных камер на поверхность (например, Улькенкаракуу, Майтас и др.) указывают на менее глубинные условия формирования, вероятно, гипабиссальные или эпизональные.

Некоторые аспекты генетических связей внутри гранитоидных серий. Генетическое родство ранних членов серий (средних, умеренно кислых и кислых пород) является общепризнанным. Они всеми исследователями рассматриваются как единые интрузивные комплексы: диорит-гранодиорит-плагиигранитовые, монцонит-граносиенит-субщелочно-гранитовые и др. В связи с этим кратко остановимся только на вопросе о генетической связи ранних и завершающих членов серий. Анализ показывает, что в заключительные стадии кристаллизации гранодиоритов и гранитов гранодиорит-лейкогранитовой серии выделяются все те минералы, которые характерны и для завершающих серию субнормальных гранит-лейкогранитов — кварц, сравнительно низкотемпературный калинатро-

вый полевой шпат (содержание альбитового компонента в среднем около 20%), средний олигоклаз, биотит. Точный подсчет соотношения этих остаточных продуктов кристаллизации значительно затруднен из-за наличия генераций минералов и зонального характера плагионоклаза. Примерные же оценки свидетельствуют о том, что не только состав минералов, но и их содержание близки к тем, которые потом фиксируются в субнормальных гранитах — лейкогранитах. Значительно проще решается вопрос о количественном соотношении продуктов остаточной кристаллизации для пород граносиенит-аляскитовой серии. Здесь очень часто магматический остаток кристаллизуется в виде микропегматитового агрегата, состоящего из высокотемпературного калинатрового полевого шпата (содержание альбитового компонента 40% и выше) и кварца. Такой остаток в незначительном количестве (первые %) появляется уже в монционитах, в породах следующих фаз его содержание увеличивается и в субщелочных гранитах третьей фазы он может занимать до 30% объема. Подсчеты микропегматитового агрегата в субщелочных гранитоидах некоторых массивов ранних герцинид Северного Прибалхашья показали, что по составу — это типичные аляскиты, несущественно отличающиеся от аляскитов кызылрайского комплекса (табл. 3).

Таблица 3. Содержание калинатрового полевого шпата и кварца в микропегматитовом агрегате, об. %

Массив	Фаза	Порода	Длина линий подсчета, см	Калинатровый полевой шпат	Кварц
Кокдала	II	Граносиенит	47	58	42
Сарьтолен	II	»	4	58	42
Кент Северо-Западный	II	»	5	57	43
Кызыладыр	III	Субщелочной гранит	48	61	39

Таким образом, и с этих позиций появление лейкогранитовых интрузий в тесной ассоциации с плутонами гранодиоритовой формации, а аляскитовых в связи с плутонами граносиенитовой формации является вполне закономерным. Лейкогранитовая и аляскитовая магмы зарождаются в недрах материнских формаций, являются их остаточной петрогенетической системой и наследуют присущие этим формациям особенности флюидонасыщенности, режима температуры, давления и других физико-химических факторов.

Особенности тектонического положения гранитоидных серий. Раннеорогенная гранодиорит-лейкогранитовая серия реализуется в виде линейных батолитов, протягивающихся параллельно складчатым системам на сотни километров (Крыкудукский — 250 км, Балхашский — 450 км и т. д.) и поясов батолитов (Музбельский — 250 км, существенно перекрытый Тениз-Джезказганский — более 700 км). Возможно, изолированные плутоны поясов представляют собой выступы крупных линейных батолитов, как это, например, установлено геофизиками для южной части субширотной ветви девонского вулкано-плутонического пояса, под которой располагается скрытый Теректы-Кызылтауский линейный батолит длиной около 500 км (см. рис. 1). Внутри складчатых систем раннеорогенные интрузии приурочены к синклинорным структурам, тяготея к их наиболее прогнутым частям и занимая согласное или грубосогласное

положение в их складчатой структуре. Возраст гранодиоритовой формации близок во времени проявления к общей инверсии тектонического режима и главной фазе линейной складчатости. С этой точки зрения формация может рассматриваться как сининверсионная, со складчатая. Плутоны завершающей серию лейкогранитовой формации «вкраплены» в гранодиоритовые батолиты. Обычно они вытянуты параллельно батолитовым поясам, реже имеют изометричную форму в плане (в местах расширения линейных батолитов). В случаях выхода за пределы батолитов обнаруживают дискордантность по отношению к складчатым структурам, т. е. являются послескладчатыми. Гранодиорит-лейкогранитовая серия ассоциирует с щелочноземельными вулканическими формациями, сходными по структурно-вещественным особенностям с островодужными. Вулканыты, как и плутониты, образуют в целом линейный структурный рисунок типа «миндалевидная виргация», «эшелон», «конский хвост» и т. п. [20].

Граносиенит-аляскитовая серия образует многофазные плутоны разных очертаний в плане, но общей тенденцией для большинства из них является приближение к изометричной форме. Аляскитовые интрузии чаще располагаются по периферии таких плутонов в виде серповидных или кольцевых тел. Гранитоиды серии тесно связаны с близкими по возрасту субщелочными вулканическими формациями, слагающими близкие к изометричным структуры типа вулкано-тектонических депрессий или кальдеро-синклиналей. Плутоны обычно занимают внутренние части этих структур. В ранних каледонидах такие вулкано-плутонические ареалы часто отделены друг от друга более ранними комплексами. Это, возможно, обусловлено значительным эрозионным срезом, поскольку в более молодых складчатых системах такие ареалы группируются в широкие и протяженные полосы, параллельные геосинклинальным прогибам. Они образуют тыловые части известных краевых вулкано-плутонических поясов — девонского и позднепалеозойского. В отличие от раннеорогенной части поясов, позднеорогенная, несмотря на общую вытянутость, имеет в целом не линейный, а «ячеистый», «петельчатый» структурный рисунок. Отметим, что смещение магматизма в сторону континента с омоложением возраста и увеличением содержания калия в породах не является особенностью Центрального Казахстана, а характерно для большинства фанерозойских складчатых поясов [9].

Нетрудно заметить, что гранитоидные серии по структурно-вещественным особенностям гомологичны выделенным в палеозоидах Евразии [8] орогенным вулканическим комплексам, также образующим два ритма с общей гомодромной направленностью развития: раннеорогенному комплексу щелочноземельных вулканических формаций (андезито-базальтовой, андезитовой, дацит-липаритовой и т. д.) и позднеорогенному комплексу субщелочных и щелочных вулканических формаций (трахибазальтовой, трахиандезитовой, трахибазальт-трахилипаритовой и т. д.). Изложенные закономерности развития гранитоидного магматизма в складчатых системах Центрального Казахстана позволяют, таким образом, увязать воедино весь орогенный магматизм, лучше его понять в свете этой взаимосвязанности. На первый план выдвигается главная закономерность — проявление орогенного магматизма в виде двух ритмов или «волн» в целом с гомодромной направленностью развития, несмотря на ее нарушения в середине вулканических ритмов. Первый щелочноземельный ритм магматизма связан с главной фазой общей инверсии, т. е. с началом орогенеза, и по вещественно-структурным особенностям сходен с островодужным магматизмом, хотя степень сходства и уменьшается по мере усиления элементов миегосинклинальности в развитии под-

вижного пояса. Второй магматический ритм формируется в чисто континентальных условиях, в той или иной степени перекрывает первый ритм, но всегда заметно смещен в пространстве в сторону ранее консолидированных складчатых систем (обычно в сторону континента). Главным вещественным отличием магматитов этого ритма является более высокая щелочность, приобретаемая преимущественно вследствие увеличения содержания калия.

Та же тенденция повышения концентрации калия и общего уровня щелочности с ростом консолидации коры прослеживается в активизационных магматитах: синхронные первому ритму из натровых превращаются в натрокалиевые и калиевые и достигают иногда субщелочного уровня, синхронные второму также повышают свою калиевость и общую щелочность, часто переходя в настоящие щелочные породы. Возможные причины изменения типа и уровня щелочности пород рассмотрены ранее [17].

Значение предложенной схемы для металлогенического анализа определяется следующей эмпирической закономерностью: подавляющая часть (более 95%) промышленного плутогенного оруденения Центрального Казахстана связана с гранитоидами раннеорогенной серии и их активизационными разновидностями. В частности, в отношении редких металлов это было достаточно подробно показано на примере лейкогранитов и аляскитов ранних герцинид Северного Прибалхашья [13]. Выполненный в последнее время металлогенический анализ позволяет распространить ранее сделанный вывод о преимущественной рудоносности лейкогранитов по сравнению с аляскитами на эти пары пород во всех складчатых системах Центрального Казахстана. Аналогично отношение к рудоносности также и умеренно кислых и кислых членов гранитоидных серий: с раннеорогенными гранодиоритами — гранитами и синхронными активизационными интрузиями связаны промышленные месторождения меди, молибдена, железа, свинца, цинка, золота, тогда как в связи с позднеорогенными интрузиями граносиенитов — субщелочных гранитов установлены лишь мелкие месторождения золота и единичные скарновые месторождения меди (в последнем случае очевидна роль химически высокоактивной вмещающей среды). Причины резко различной рудоносности раннеорогенной и позднеорогенной гранитоидных серий, несомненно, многообразны. Не имея возможности на них останавливаться, укажем на причину, которая представляется одной из главных: раннеорогенные гранитоиды кристаллизовались из более обводненной магмы, чем позднеорогенные. Это подтверждается как разницей температур кристаллизации раннеорогенных и позднеорогенных пород с одинаковым содержанием кремнезема, так и рядом других признаков, в том числе и содержанием воды в расплавных включениях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдеев А. В. О связи магматизма с тектоникой: (на примере каледонских структур Атасу-Жамшинского междуречья Центрального Казахстана). — В кн.: Тектоника и формация Казахстана. Алма-Ата, 1971, с. 171—181.
2. Антонюк Р. М., Ляпичев Г. Ф., Маркова Н. Г. и др. Деструктивные зоны палеозойд Центрального Казахстана. — В кн.: Тектоника территории СССР. М., 1979, с. 111—127.
3. Аполлонов М. К., Паталах Е. И. История геологического развития палеозойд Казахстана. — В кн.: Проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата, 1981, с. 27—42.
4. Геологическая карта Казахской ССР. М-6 1:500 000. Серия Центрально-Казахстанская: Объяснительная записка. Алма-Ата, 1981. 324 с.
5. Жаутиков Т. М., Поляцкий Н. В., Титов В. И. и др. Геология и металлогения Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. Алма-Ата, 1977. 160 с.

6. *Иванов А. И., Серых В. И., Калинин Л. С., Чолпанкулов Т. Ч.* Радиогеохронология магматических пород Казахстана: (вопросы интерпретации, новые данные радиологического возраста биотитов из интрузивных пород Северного Прибалхашья). — В кн.: Корреляционные схемы магматических комплексов Казахстана. Алма-Ата, 1977, с. 71—78.
7. *Ляпичев Г. Ф., Нурлыбаев А. Н., Старов В. И.* и др. Плутонизм и тектоника. — В кн.: Проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата, 1981, с. 101—139.
8. *Моссаковский А. А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии. М., 1975. 318 с.
9. *Парфенов Л. М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойской северо-востока Азии. Новосибирск, 1984. 192 с.
10. *Перчук Л. Л., Александров А. Л.* Расчет изобарических диаграмм для двуполошпатового равновесия. — В кн.: Современные методики петрологических исследований. М., 1976, с. 5—10.
11. *Ротараш И. А., Полянский Н. В., Коробов В. В., Козлов М. С.* Девонские комплексы. — В кн.: Геологическая карта Казахской ССР. М-б 1:500 000. Серия Восточно-Казахстанская: Объяснительная записка. Алма-Ата, 1979, с. 104—107.
12. *Сейтмуратова Э. Ю.* Чингизский (саргалдакский) гранитовый комплекс. — В кн.: Магматические комплексы Казахстана: Чингиз-Тарбагатайская складчатая система. Алма-Ата, 1982, с. 119—120.
13. *Серых В. И.* Сравнительная характеристика редкометаллоносных и безрудных плутонов Северного Прибалхашья. — В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Алма-Ата, 1976, с. 162—171.
14. *Серых В. И.* Палеозойские гранитоидные комплексы и серии Прибалхашья. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1977, № 3, с. 8—17.
15. *Серых В. И.* Акчатауский гранитовый комплекс. — В кн.: Магматические комплексы Казахстана: Джунгаро-Балхашская складчатая система. Алма-Ата, 1983, с. 66—73.
16. *Серых В. И., Новичкова А. П.* Жангельдинский кварц-диорит-гранодиорит-гранитовый комплекс. Там же, с. 57—61.
17. *Серых В. И.* О миграции щелочей на границе интрузив — вмещающая среда в связи с проблемой трансмагматических флюидов. — В кн.: Физико-химические и экспериментальные исследования рудных процессов на месторождениях Казахстана. Алма-Ата, 1984, с. 266—301.
18. *Суворов А. И.* Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М., 1973. 215 с.
19. *Тектоника Казахстана.* Объяснительная записка к тектонической карте Восточного Казахстана м-ба 1:2 500 000/Под ред. А. В. Пейве и А. А. Моссаковского. М., 1982. 140 с.
20. *Щерба И. Г.* Герцинская структура Северного Прибалхашья. М., 1973. 164 с.
21. *Яценко Н. Я., Серых В. И.* Геохимические и металлогенические особенности интрузивного магматизма позднегерцинских зон активизации Центрального Казахстана. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., 1975, т. XI, с. 251—260.

УДК 552.323:571.735'736(574.3+430.2+437.6)

Ю. И. ЛЯЛИН, Р. БЕНЕК, Г. РЕЛЛИГ, И. ВОЗАР, А. ВОЗАРОВА

ИГН АН КазССР, ЦИФЗ ГДР, Институт им. Д. Штура ЧССР

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЕВРОПЫ

(опыт сравнительного анализа)

С 1976 г. институты геологических наук участвуют в многостороннем сотрудничестве Академий наук социалистических стран по проблеме IX «Геосинклинальный процесс и становление земной коры». Предлагаемое сообщение основано на результатах работ по теме «Магматизм эпох молассообразования и связанная с ним эндогенная минера-

лизация», выполнявшейся в рамках проблемы при участии авторов. Одной из основных задач было изучение типовых разрезов вулканогенно-молассовых комплексов на территории стран, входящих в сотрудничество, и их сопоставление в целях формационного, петрологического и металлогенического анализа.

Тектоническое сравнение варисцийских структур Европы и Азии [5] показало, что продукты верхнепалеозойского орогенного вулканизма локализируются в гигантском широтном поясе, протягивающемся через Западную и Центральную Европу, Балканы, Северный Кавказ, юг Туранской плиты, Тянь-Шань, Центральный и Восточный Казахстан, Северо-Западный Китай и Монголию до Сихотэ-Алиня на крайнем востоке.

Среднеевропейская платформа [8, 9] представляет собой область развития осадочного чехла и глубокого погружения фундамента, включающего добайкальский, байкальский и каледонский складчатые комплексы. На этом фундаменте в девоне отлагалась красноцветная континентальная моласса, затем карбонатная формация нижнего карбона. После главной (между висте и намюром) судетской фазы складчатости в южном обрамлении Среднеевропейской платформы образовалась зона



Рис. 1. Схема распространения верхнепалеозойских вулканогенно-осадочных моласс территории ГДР (по Р. Беннеку, 1980 г.)

1 — постварисский чехол; 2 — вулканогенно-осадочные молассы; 3 — варисский фундамент; 4 — постварисские гранитоиды; 5 — граница между Реногерцинской (север) и Саксотюрингской (юг) зонами (соответствует северному краю Среднегерманской кристаллической зоны); 6 — главные зоны разломов (с запада к востоку): Франконская линия, разлом Галле, линеамент Эльбы; 7 — районы распространения молассовых комплексов: 1 — глыба Флехтинген, 2 — Ильфельдская впадина, 3 — восточный форланд Гарца, 4 — Галле-Биттерфельд, 5 — Северная Саксония, 6 — Тюрингский лес, 7 — Рудогорский бассейн, 8 — Дзленский бассейн, 9 — восточная часть Рудных гор

передовых прогибов, простирающаяся от Южного Уэльса до Верхней Силезии и выполненная угленосной формацией намюра — вестфала (C₂). Стложения стефана (C₃) являются уже континентальными красноцветными. В раннепермскую эпоху (отен — саксоний) накапливался красный лежень, представляющий собой красноцветную вулканогенно-молассовую формацию. Формирование мегасинеклизы завершилось в поздней перми накоплением мощной эвалоритовой толщи цехштейна, на которой согласно залегают отложения триаса.

При сравнении вулканогенных моласс по Европейскому региону привлечены материалы по территории ГДР и Чехословакии, по Казах-

стану рассмотрены районы Северного и Восточного Прибалхашья, где молассы развиты наиболее представительно.

По территории ГДР рассмотрим типовые разрезы Флехтингена, Северо-Саксонского района и Тюрингского леса [1, 10, 11].

Вулканический комплекс Флехтингена расположен в центральной части ГДР, к северо-западу от Магдебурга (рис. 1). Это самые северные выходы верхнепалеозойской вулканогенно-осадочной молассы в Центральной Европе. Нижняя граница комплекса датируется стефаном — отеном S_3-P_1 (находки *Walchia piniformis*). Он несогласно перекрывает складчатую флишевую серию намюра. Верхняя граница определяется трансгрессивным перекрытием морскими осадками верхней перми (цехштейна), поэтому вся вулканическая серия Флехтингена относится к нижней перми (рис. 2).

Главная часть (около 70%) разреза сложена вулканитами. Молассовые осадки небольшой мощности встречаются в верхней и нижней его частях (мелководные песчаники, конгломераты, алевролиты).

Вулканические породы имеют кислый и средний состав, типично основные отсутствуют. Петрохимически они относятся к известково-щелочной серии несколько повышенной щелочности при дефиците кальция. Выделяются два гомодромных вулканических цикла. Первый состоит из андезитов и риолитоидных игнимбритов, второй — из андезитов и риолитовых лав. Преобладают вулканиты риолитового и риодацитового состава, особенно игнимбриты. Общая мощность вулканитов 1000 м.

Северо-Саксонский район (см. рис. 1) относится к самым крупным игнимбритоносным областям варисцийских субсеквентных вулканитов в Европе. Здесь на площади в 2000 км² выделяются три вулканические серии нижнепермского возраста. Первая и вторая представлены большим количеством риолитоидных игнимбритов, третья — дайками базальтового и риолитового состава [11].

Вулканический комплекс Тюрингского леса расположен в юго-западной части ГДР, приурочен к поднятому блоку северо-западного простирания (см. рис. 1). Он представлен типичной ассоциацией вулканогенных и молассовых осадков, образовавшихся в межгорном бассейне Заальской депрессии. Возраст комплекса — отен (P_1). Типовой разрез характеризуется чередованием осадочных и вулканогенных пород общей мощностью до 3000—4400 м (см. рис. 2). Среди эффузивов преобладают породы кислого и среднего состава с подчиненным количеством основных. Петрохимические особенности те же, что и для флехтингенского комплекса. Эволюция магматизма выражена четырьмя гомодромными вулканическими циклами.

Общие закономерности по рассмотренным районам Центральной Европы сводятся к следующему. Варисские субсеквентные вулканиты в целом принадлежат к известково-щелочной серии. Наибольшую часть составляет риолит-дацит-андезитовая ассоциация, базальты имеют второстепенное значение. Р. Бенек [10] выделяет три вулканические формации: риолит-андезит-базальтовую, риолит-андезитовую, базальтовую (породы перечислены в нисходящем количестве). Базальтовая формация отличается от предыдущих наличием щелочных пород и распространением на площадях, консолидировавшихся в доварисское время, вне варисского складчатого пояса. Она скорее представляет собой платформенный магматизм подкорового происхождения.

Химический состав вулканитов корового происхождения — риолитов, дацитов и большей части андезитов — обнаруживает избыток глинозема (нормативный кордиерит), низкое содержание Ni, высокое Rb/Sr

отношение (по сравнению с подкоровыми базальтами) и эвтектический состав основной массы большинства пород. В случае избытка щелочей много калия. По Г. Рёллигу и Б. Ширмеру [11], химический состав и относительное количество отдельных типов вулканитов выражают глубину формирования магм, их петрохимическое развитие и интенсивность процессов гибридизации, контаминации и др.

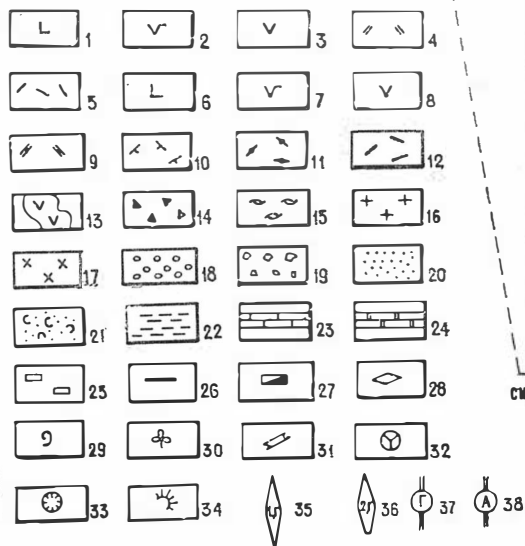
Варисские молассы Западных Карпат. Западные Карпаты являются сложной горной системой с классической покровной структурой. Формации каменноугольного и пермского возраста на территории Словакии сохранились частично в тектонических покровах Гемерикума, Гроникума, Фатрика, Вепорика, Земплиника и Татрика (рис. 3). По условиям

ФЛЕХТИНГЕН (сев.ГДР)
по Р. БЕНЕКУ, 1982 г.

ТЮРИНГСКИЙ ЛЕС (юз ГДР)
по Р. БЕНЕКУ, 1982 г.

ЯРУС	ФОРМАЦИЯ	МОЩН. ОСАД. ВЗНАКЛ.	АНТОЛОГИЯ	ВЕС. %			МИНЕР. ВКЛАД	ВУЛКАН. ЦЕНА
				SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O		
САКСОНСКИЕ	Eisleben	30-150	[diagram]					
	Flechtingen	30-150	[diagram]					
Н	Erxleben	90	[diagram]					
	Bebertal	90	[diagram]					
О	2-Я СЕРИЯ ВУЛКАНИТОВ	100-150	[diagram]	74,4	1,4	6,9	Q, OR, (PL, BI)	2г
		150-200	[diagram]	62,0	3,3	4,2	PL, PX	
Т	1-Я СЕРИЯ ВУЛКАНИТОВ	200-450	[diagram]	68,4	2,5	4,8	Q, PL, OR, BI, GR	1г
		450-600	[diagram]	72,1	2,4	5,5	Q, OR, PL (BI, GR)	
Е	50	60-950	[diagram]	61,6	3,7	4,6	PL, PX	
		950-1500	[diagram]	53,4	3,4	0,9		

ЯРУС	ФОРМАЦИЯ	МОЩН. ОСАД. ВЗНАКЛ.	АНТОЛОГИЯ	ВЕС. %			МИНЕР. СОСТАВ	ВУЛКАН. ЦЕНА
				SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O		
САКСОНСКИЕ	Tambach	<300	[diagram]	75,2	0,4	10,5	OR, Q (BI)	4г
	Lottorode	350-400	[diagram]	48,9	5,0	5,3	PL, OL OR, PX, Q	
Н	Oberhof	200	[diagram]	75,5	0,9	0,5	OR, PL, OL	3г
		350	[diagram]	75,5	0,6	0,2	OR, OL, PL BI, PX	
О	Goldlauter	165-650	[diagram]	78,5	0,4	8,4	OR, Q, BI	
		650-950	[diagram]	74,5	1,5	7,0		
Т	Malsbach	330-600	[diagram]	73,0	1,3	8,3	OR, PL, Q (BI, PX)	2г
		600-950	[diagram]	70,5	1,0	8,3	OR, OL, PL BI, PX	
Е	30-150	100	[diagram]	74,8	0,0	7,8	OR, PL (Q, BI)	2г
		150-330	[diagram]	76,6	0,5	7,8	Q, OR, PL	
О	100	30-150	[diagram]	52,0	4,9	3,1	PL, OL, †	1г
		150-330	[diagram]	65,2	3,0	8,0	OR, PL, BI	
Т	750-1400	100	[diagram]	72,7	2,5	5,6	OR, PL (BI)	1г
		1400-2000	[diagram]	70,9	2,7	6,7	OR, PL, Q, (BI)	
Е	90	100	[diagram]	57,9	4,5	4,3	PL, BI, PX, AF, OL, †	1г
		100-300	[diagram]	57,9	3,9	4,3	PL, BI, PX, AF, OL, †	
О	30	100	[diagram]	75,2	3,1	5,7	OR, Q, PL, BI	1г
		300-1000	[diagram]					



НИЗКИЕ ТАТРЫ
по И. ВОЗАРУ, 1982 г.

СЕВ. ГЕМЕРИК (СЛОВАККИЕ
РУДНЫЕ ГОРЫ)
по И. ВОЗАРУ, 1982 г.

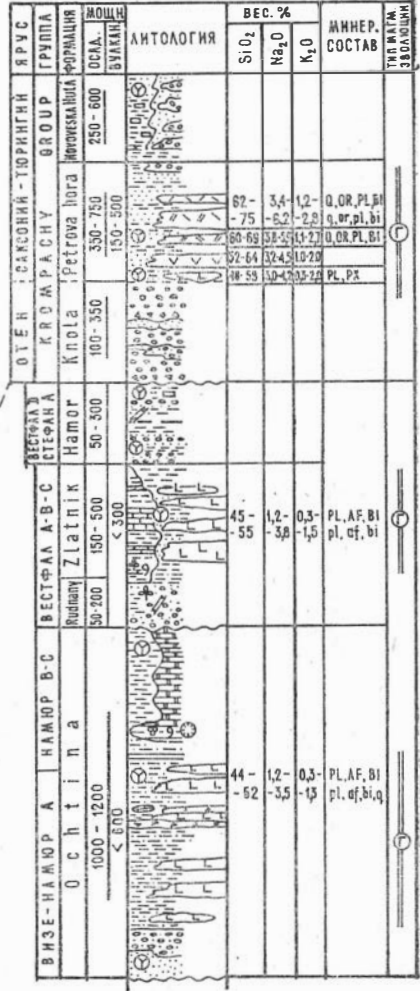
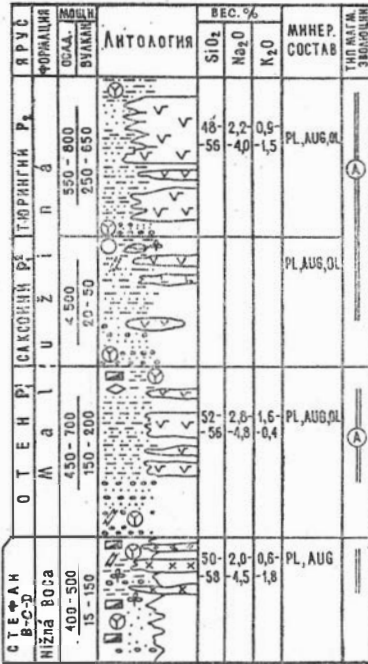


Рис. 2. Сопоставление вулканогенно-молассовых отложений верхнего палеозоя Центральной Европы и Казахстана. Составил Ю. И. Лялин, 1984 г.

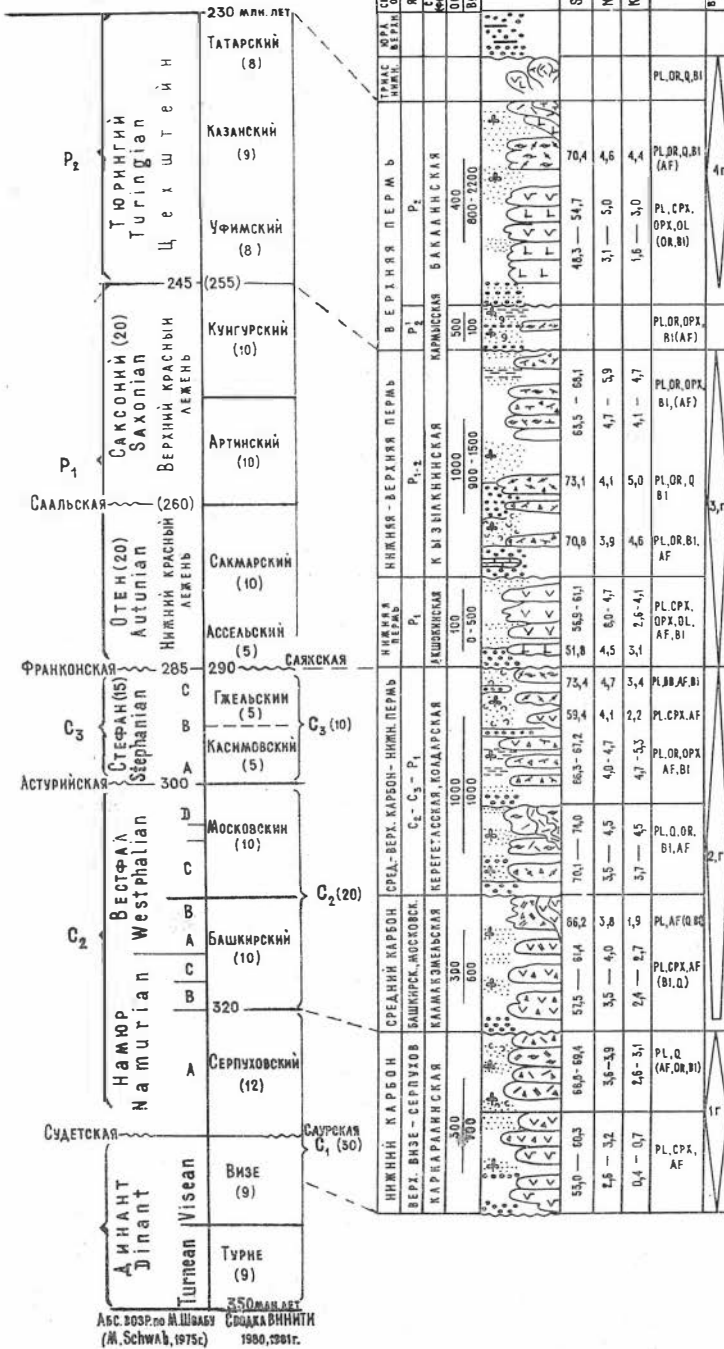
Известково-щелочная серия вулканитов: 1 — базальт, 2 — андезитобазальт, 3 — андезит, 4 — дацит, 5 — липарит; субщелочная серия: 6 — трахибазальт, трахидолерит, 7 — трахиандезитобазальт, 8 — трахиандезит, латит, 9 — трахидацит, 10 — трахит, 11 — трахилипарит, 12 — комендит; 13 — субвулканическая фация эффузивов соответствующего состава; 14 — туфы; 15 — игнимбриты; интрузивные образования: 16 — гранит, 17 — диорит; осадочные образования: 18 — конгломераты, 19 — осадочные брекчии, 20 — песчаники, 21 — туфогенные песчаники, 22 — алевролиты, 23 — известняки, 24 — мергели, 25 — ангидрит, гипс, 26 — уголь, 27 — битум, 28 — осадочные рудные минералы; палеонтологические находки: 29 — фауна, 30 — флора, 31 — растительный детрит, 32 — споры, 33 — водоросли, 34 — следы ископаемых организмов; вулканические циклы: 35 — 1-й гомодромный, полный, 36 — 2-й гомодромный, неполного (снизу) развития; типы вулканической эволюции: 37 — гомодромный, 38 — антидромный. Минеральный состав вулканитов: Q — кварц, PL — плагиоклаз, OR — ортоклаз, BI — биотит, AF — амфибол, PX — пироксен; CPX — клинопироксен, OPX —

СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЕ ПРИБАЛХАШЬЕ
(СЕВЕРО-БАЛХАШСКИЙ И БАКАМСКИЙ СИНКЛИОРИИ)

СОСТАВИЛ Ю. М. ЛЯЛИН

По данным В. Ф. Беспалова, А. К. Мясникова, М. Б. Мычкина,
А. А. Розенкранца, А. Я. Стеркина и личным наблюдениям

СТРАТИГРАФИЯ
И АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ
ГЕОАРЕНСКАЯ **СОВЕТСКАЯ**
ШКАЛА (Зап. Европа) **ШКАЛА**



Абс. возраст по И. Швабу (И. Schwab, 1975) и по данным ВНИИГ (1980, 1981г.)

ортопироксен, AUG — авгит, OL — оливин, F — щелочные полевые шпаты, G — гранат. Заглавные буквы — минералы вкрапленники, строчные — минералы основной массы; i — флюидалность

накопления верхнепалеозойских отложений А. Возаровой [13] выделены северная, центральная и южная области седиментации.

Северная область охватывает Татрик и северную часть Вепорика (горы Малые Карпаты, Повежский Иновец, Малые Фатры, Высокие Татры, Трибеч, Низкие Татры, Вепорские рудные горы). Основание этой седиментационной площади образовано кристаллическими сланцами и интрузиями силуро-девонского и раннекаменноугольного возраста, представляющими собой самую верхнюю часть герцинской геосинклинали, замкнувшейся в судетскую фазу складчатости. Верхнепалеозойские отложения здесь имеют верхнепермский возраст (саксоний — тюрингий, по спорам). Это типичные континентальные осадки (пестроцветные песчаники, конгломераты) мощностью до 1000 м, сопровождающиеся продуктами кислого вулканизма — плагиодацитами, андезитодацитами и их туфами общей мощностью до 200 м.

Петрохимически породы отличаются резким (в 2—5 раз) преобладанием натрия над калием. Бассейнам накопления свойственна грабеобразная форма вдоль линейных разломов, контролировавших вулканическую активность.

Центральная область расположена между югом Вепорика и севером Гемерика. Верхнепалеозойские отложения мощностью более 2,5 км слагают базальную часть Хочского покрова, который сохранился в нескольких горных хребтах Западных Карпат. Мощность вулканитов достигает 500—900 м. Преобладают базальты и андезитобазальты толентового ряда с низким содержанием K_2O (0,6—1,5%) и более высоким Na_2O (2—4%), по И. Возару [12]. В эволюции вулканизма намечается антидромная тенденция (две фазы). Цикличность, по мнению И. Возара, не выражена.

В зоне Гемерика (Словацкие Рудные горы), занимающей среднюю часть центральной области седиментации, выявлен наиболее полный разрез верхнего палеозоя Западных Карпат мощностью более 3,5 км (см. рис. 2). Вулканогенные породы размещены на трех уровнях: в визе — намюре (толеитовые базальты, до 600 м), в вестфале (андезитобазальты, до 300 м) и в нижней перми, в саксонии (риолиты, риодациты натрового ряда, 150—500 м).

Южная область седиментации простирается к югу от Гемерика. Верхнепалеозойские осадки (песчаники, конгломераты) залегают несогласно на нижнем палеозое. В низах разреза отмечаются проявления континентального вулканизма от кислого до среднего состава мощностью первые десятки метров.

В общем для Западных Карпат характерно, что пермский вулканизм возникал главным образом в тех зонах, где интенсивно проявлялась синседиментационная тектоника.

По территории Казахстана охарактеризуем вулканогенно-молассовые комплексы верхнего палеозоя *Северного Прибалхашья*. Этот район относится к Джунгаро-Балхашской герцинской складчатой системе [2], геосинклинальное развитие которой происходило в течение раннего и среднего палеозоя. После саурской складчатости в конце нижнего карбона начался орогенетический процесс, сопровождавшийся осушением большей части территории, возникновением горно-складчатых сооружений, активной вулканической, интрузивной, метасоматической и рудообразующей деятельностью [3].

В строении описываемого типового разреза (см. рис. 2) участвуют восемь свит, охватывающих возрастной интервал от верхнего визе до перми длительностью 110 млн. лет. Общая мощность отложений 8000 м, из них более половины слагают вулканогенные породы, принадлежащие

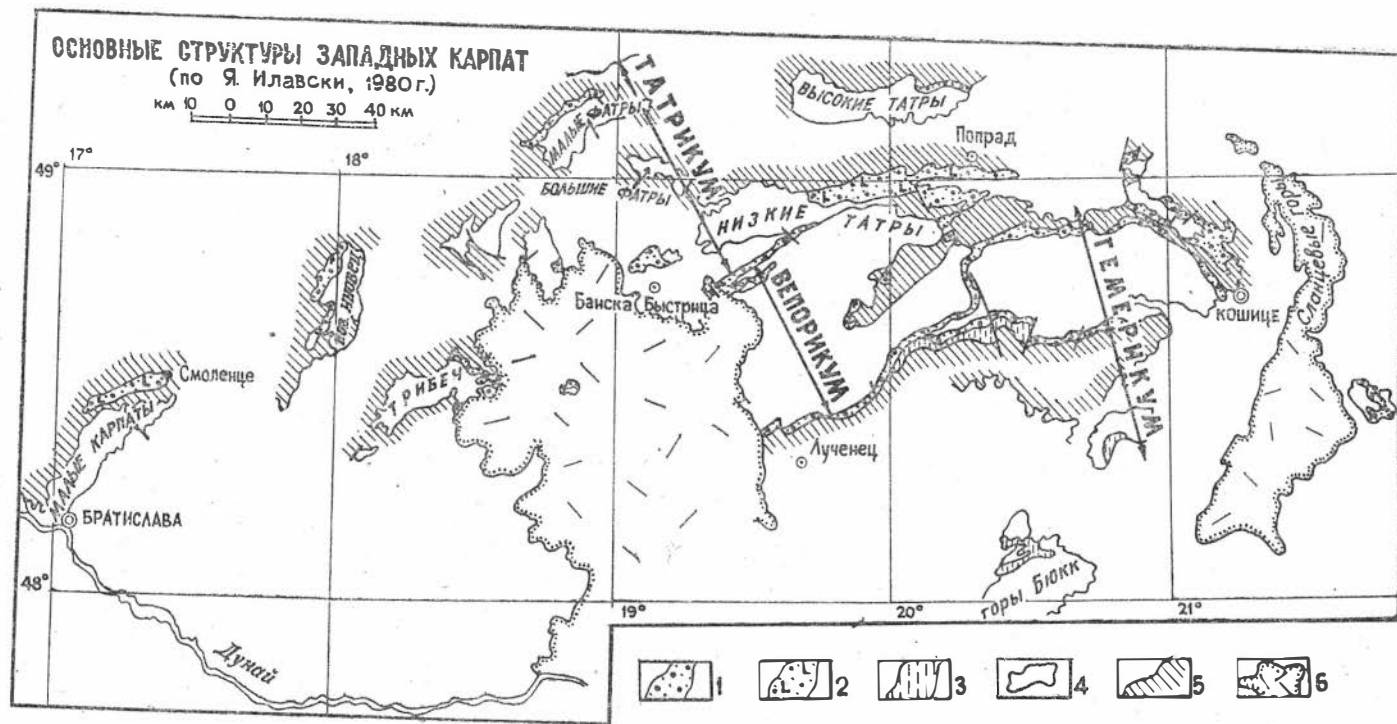


Рис. 3. Схема распространения пермских отложений Западных Карпат (по Я. Илавски, 1980 г.).

1 — терригенные фации пермских отложений (местами с кислыми вулканитами); 2 — то же, с базальтоидными вулканитами (мелафиритами); 3 — соленосные или мелководные морские фации перми; 4 — допермские отложения (от нижнего палеозоя до верхнего карбона); 5 — мезозойские отложения; 6 — невулканитические породы (миоцен)

к известково-щелочной ассоциации. Остальную часть разреза образует континентальная терригенная моласса, в которой преобладают песчаники, туфопесчаники, имеются конгломераты, алевролиты, известняки.

Развитие вулканизма шло ритмично, циклами. По смене вулканических комплексов разного состава Ю. И. Лялин [4] выделяет четыре крупных гомодромных цикла.

В первом и втором циклах (карбон) преобладают породы нормального щелочноземельного ряда (толеитовые базальты, андезиты, плагиодациты, липариты), в третьем и четвертом (пермь) — субщелочные до щелочных (трахиандезиты, трахибазальты, эссекситы, трахидациты, трахилипариты, экструзии трахитов с эгирином и рибекитом). В группе щелочей в верхнепалеозойских вулканитах важную роль играет калий, имеющий тенденцию к постепенному накоплению по мере омоложения пород. Натрий не испытывает больших количественных изменений в разновозрастных породах средне-основного состава, но в липаритоидных толщах его содержание постепенно убывает.

Скачок щелочности, приуроченный к ранней перми, отражает переход от собственно орогенной стадии развития к субплатформенной в условиях консолидации тектонических структур [6]. Верхнепермские базальты имеют черты сходства с трапповой формацией. В орогеническую стадию преобладали полигенные стратовулканы, в субплатформенную — трещинные и щитовые.

Интрузивные комплексы развивались сопряженно с эффузивными, они внедрялись в конце или после завершения вулканических процессов [7]. Эффузивные (с субвулканическими) и интрузивные комплексы образовали ряд вулканоплутонических формаций, завершающие стадии которых характеризуются широким развитием метасоматических (пропилиты, вторичные кварциты, грейзены) и рудоносных процессов.

* * *

При сравнении вулканогенно-молассовых комплексов Европы и Казахстана выявляется много общих черт.

1. Сходные палеотектонические условия накопления в межгорных депрессиях на фоне восходящих орогенических движений.

2. Чередование вулканических комплексов средне-основного и кислого состава (чаще гомодромное), обилие туфов и игнимбритов.

3. Принадлежность к известково-щелочной серии, которая эволюционирует от толеит-плагиолипаритовой формации до контрастной трахибазальт-трахилипаритовой (с комендитами). Характерно параллельное увеличение щелочности в симатических и сиалических расплавах.

4. Субплатформенный характер завершающих, наиболее основных по составу базальтов, имеющих сходство с траппами.

Вместе с тем имеются отличия между внеевропейским (Среднеевропейская платформа) и альпийским (Западные Карпаты) регионами Европы. В первое время орогенного вулканизма ограничивается нижней пермью, во второе длится от визе — намюра до верхней перми; в первом более четко проявлена цикличность вулканическая, во второе — седиментационная и т. д. По одним признакам (вулканические формации, их последовательность) центральноказахстанский тип ближе к центрально-европейскому, по другим (длительность развития) — к западнокарпатскому. При этом казахстанский разрез обладает наибольшей мощностью отложений.

1. Бенек Р., Лютцнер Г., Шваб Г. Очерк развития варисцийских моласс (осадочных пород, вулканитов) на территории Германской Демократической Республики. — В кн.: Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde, Potsdam, 1980, Nr. 58, с. 127—134.
2. Беспалов В. Ф. Джунгаро-Балхашская герцинская геологическая провинция. — В кн.: Вопросы геологии Азии. М., 1954, с. 129—154.
3. Геология и металлогения Северного Прибалхашья. Алма-Ата, 1972. 268 с.
4. Лялин Ю. И. Некоторые особенности магматизма орогенного этапа: (цикличность, эволюция состава, динамика процесса). — В кн.: Тектоника и магматизм Казахстана. Алма-Ата, 1973, с. 104—114.
5. Моссаковский А. А. О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии. — Геотектоника, 1970, № 4, с. 65—77.
6. Мясников А. К. Верхний палеозой Баканасского синклиория: (Северо-Восточное Прибалхашье). — В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, 1974, т. 2, с. 162—167.
7. Стеркин В. Д., Ковалевский А. Ф. Интрузивные комплексы западной части Баканасского синклиория: (Северо-Восточное Прибалхашье). — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана. Алма-Ата, 1971, с. 193—214.
8. Тектоника Европы и смежных областей. М., 1978. Т. 2. 588 с.
9. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. М., 1977. 359 с.
10. Benek R. Formational subdivision of Permo-Silesian volcanic rocks in Central Europe. — In: Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde. Potsdam, 1980. Nr. 58, p. 221—228.
11. Röllig G., Schirmer B. On the petrological evolution and formational division of the Variscan subsequent volcanism in the southern part of the GDR. — In: Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde, Potsdam, 1980. Nr. 58, p. 229—241.
12. Vozár J. Permian volcanic activity in the Variscan molasse evolution in the West Carpathians. — In: Magmatism of the molasse-forming epoch and its relation to endogenous mineralization. Geologický ústav Dionýza Stura. Bratislava, 1984, p. 147—158.
13. Vozárová A. Hercynian molasses of the West Carpathians. — In: Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde, Potsdam, 1980. Nr. 58, p. 197—208.

УДК 552.11:551.21(574.3)

В. Я. КОШКИН

КазНИИМС

МАГМАТИЗМ СЕВЕРНОГО СЕГМЕНТА БАЛХАШ-ИЛИЙСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

В работе изложены представления о развитии магматизма в период фамена — раннего триаса в северном сегменте Балхаш-Илийского магматического пояса. Предлагаемая схема вулканических и интрузивных процессов, их взаимоотношений основана на материалах геологического доизучения м-ба 1:200 000 (табл. 1, 2).

Эпоха фамена — раннего триаса является временем формирования новообразованной герцинской зоны магматизма Центрального и Южного Казахстана. Вулканические и интрузивные породы образуют мегасерию последовательно сменяющихся вулканоплутонических ассоциаций. Выделяются четыре вулканоплутонические ассоциации: фамен-раннекаменноугольная, средне-позднекаменноугольная, позднекаменноугольная — ранне-позднепермская, позднепермская — раннетриасовая. Эти ассоциации наблюдаются в Балхаш-Илийском вулканическом поясе. Особняком стоит Саякско-Северо-Джунгарская морская область, где герцинский магматизм начался только в ранней перми.

Таблица 1. Схема корреляции магматических комплексов северного сегмента Балхаш-Илийского вулканического пояса

Возраст	Зона, район									
	Успенско-Калдырминская	Северо-Токрауская—Западно-Котанэмельская		Южно-Токрауская	Новалы-Монтинская	Каиндинская (Причингизская)	Восточно-Котанэмельская	Баканасская	Саякская	
1	2	3		4	5		6	7	8	9
T ₁	Аляскито-гранитовый кызылрайский	Аляскитс-гранитовый кызылрайский		Аляскито-гранитовый кызылрайский	Аляскито-гранитовый кызылрайский			Аляскит-щелочно-гранитовый котанэмель-кикунтайский	Аляскит-щелочно-гранитовый котанэмель-кикунтайский	
	Граносиенит-аляскит-гранит-порфировый улькен-каракууский	?		Граносиенит-гранит-порфировый улькен-каракууский	?			Граносиенит-сиенодиорит-порфировый ушобинский	Граносиенит-сиенодиорит-порфировый ушобинский	
	Сиенодиорит-граносиенит-порфировый акбиикский; кольцевые интрузии	Граносиенодиорит-граносиенит-порфировый акбиикский	Трахилипаритовый темиржальский	Граносиенит-граносиенит-порфировый акбиикский	Трахилипаритовый темиржальский	Граносиенит-граносиенит-порфировый акбиикский	Трахилипаритовый темиржальский			Граносиенодиоритовый акбиикский
	Граносиенит-сиенодиоритовый кокдомбакский	Сиенодиорит-граносиенит-адамеллитовый кокдомбакский		Сиенодиорит-гранодиорит-гранитовый кокдомбакский	Сиенодиорит-гранодиорит-гранитовый кокдомбакский			Габбро-эссекрит-сиенодиорит-граносиенитовый таскоринский	Сиенодиорит-граносиенитовый таскоринский	

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Р ₂		Трахилипаритовый шангельбайский	Трахидацил-трахилипаритовый шангельбайский	Трахилипарит-трахидациловый шангельбайский		Базальт-трахилипаритовый бакалинский	Базальт-трахиандезито-базальт-трахипаритовый бакалинский	
		Трахиадезито-базальтовый майтасский	Базальт-трахиандезито-базальтовый майтасский	Андезито-базальтовый майтасский				
	Гранодиорит-гранитовая калдырминская серия [топарский, куттуадамский, акчатауский комплекс (фазы)]	Гранодиорит-гранитовая калдырминская серия [топарский, куттуадамский, акчатауский комплекс (фазы)]	Гранодиорит-гранитовая калдырминская серия	Гранодиорит-гранитовая калдырминская серия	Гранодиорит-сиенодиорит-гранитовая калдырминская серия [топарский, куттуадамский, кумжальский комплекс (фазы)]	Гранодиорит-сиенодиорит-гранитовая кокдала-кумжальская серия	Гранодиврит-гранитовая кокдала-кумжальская серия	Диорит-гранодиорит-гранитовая саякско-катбарская серия (саякский диорит-гранодиоритовый, катбарский гранитовый комплекс)
	Липарит-трахилипаритовый караирекский	Липарит-трахилипаритовый караирекский	Липарит-трахилипаритовый караирекский	Липарит-трахидациловый караирекский		Липаритовый караирекский-кармысский	Липарит-трахилипаритовый кармысский	
	Андезит-трахидацил-трахилипаритовый чубарайгырский	Андезит-трахидацил-трахилипаритовый чубарайгырский	Андезит-трахидацил-трахилипаритовый чубарайгырский		Трахиадезито-базальт-трахилипаритовый актобиинский	Трахидацил-парит-андезито-базальтовый кызылкинский	Трахидацил-паритовый кызылкинский	Андезито-вый ушмолинский

P ₁	Липарит-дацитовый колдарский	Андезит-дацит-липаритовый колдарский	Липаритовый колдарский		Липаритовый колдарский	Липаритовый—липарито-дацитовый колдарский	Липаритовый—липарито-дацитовый колдарский
C ₃	Гранодиорит-гранитовый актогайский	Диорит-гранодиорит-гранитовый актогайский	Гранодиорит-гранитовый актогайский	Диорит-габбро-гранодиоритовый актогайский	Диорит-гранодиоритовый актогайский	Диорит-гранодиорит-гранитовый актогайский	Диорит-гранодиорит-гранитовый актогайский
		Липарит-дацитовый керегетасский	Липарит-дацитовый керегетасский			Дацит-трахилипарито-дацитовый керегетасский	Андезит-андезито-базальт-дацитовый знаменский
C ₂		Андезит-андезито-дацитовый калмакэмельский	Андезитовый калмакэмельский		Андезитовый калмакэмельский	Андезит-андезито-дацит-трахилипарито-дацитовый калмакэмельский	
C _{1s}	Гранодиорит-адамеллитовый балхашский	Тоналит-гранодиорит-адамеллитовый балхашский	Диорит-плагио-гранодиорит-плагиогранитовый балхашский			Диорит-плагиогранодиорит-гранитовый музбельский	Диорит-гранодиоритовый музбельский
C _{1v8}	Андезит-липаритовый каркаралинский	Андезит-липаритовый каркаралинский	Дацит-липаритовый каркаралинский			Андезито-базальт-липарито-дацитовый каркаралинский	Андезитовый каркаралинский

1	2	3	4	5	6	7	8	9
$C_1 v_2$			Натриевый андезито-базальт-дацито-липаритовый чингильдинский			Натриевый андезито-базальт-липарито-дацитовый чингильдинский		
$C_1 v_1$								
$C_1 t$	Габбро-пироксенитовый усненский				Ультрабазитовый усненский; массив Даганделы			
$D_1 fm$	Базальтовый-андезито-базальтовый рифтовый				Базальтовый-андезито-базальтовый			

Таблица 2. Корреляция позднепалеозойских магматических комплексов Северного Прибалхашья, Джунгарии и Жарма-Саурского региона

Возраст	Зона			
	Северо-Прибалхашский сегмент Балхаш-Илийского вулканического пояса	Джунгария, включая Илийский сегмент вулканического пояса	Жарма-Саурская (частью Зайсанская)	
1	2	3	4	
T ₁	Кызылрайский (кызылрай-кикунтасский) аляскит-щелочно-гранитовый		Ойсазский (хоргосский) аляскит-лейкогранитовый	Кандыгатайский лейкогранитовый Керегетас-эспинский аляскит-щелочно-гранитовый Эспинский аляскит-гранитовый
	Акбикинский (ушобинский) сиенодиорит-граносиенит-порфировый	Темир-жальский трахилипаритовый	Малайсаринский трахилипаритовый	Тлеумбетский сиенит-щелочно-гранитовый
P ₂	Кокдомбакский (таскоринский) субщелочной габбро-гранодиорит-граносиенитовый	Южно-джунгарский субщелочной габбро-граносиенитовый		
	Бакалинский (майтас-шангельбайский) трахибазальт-трахилипаритовый	Жельдыкоринский трахиандезито-базальтовый		
P ₁	Калдырминская серия гранодиорит-гранитовая Комплексы-фазы: акчатауский (баканасский *), куттуадамский (кумжальский *), топарский (кокдалинский *)	Лепсинский гранодиорит-гранитовый		Жарминский (калбинский) гранитовый (гранодиорит-гранитовый)
	Кармысский трахилипаритовый	Жалгызгапский трахилипаритовый		
C ₃	Кызылкинский (чубарай-гырский) андезит-базальт-трахидацит-трахилипаритовый	Бескайнарский андезит-базальтовый		
	Колдарский липаритовый	Кугалинский липаритовый	Салдырминский липаритовый	
C ₂	Актогайский диорит-гранодиорит-гранитовый	Центрально-джунгарский гранодиорит-гранитовый		Монракский (?) гранодиорит-адамеллитовый, аргимбайский (?) габбро-диабазовый, шангирауский (?) диорит-гранодиоритовый
	Керегетасский андезит-трахидацит-липаритовый	Дегересский андезитовый	Кайгенбулакский андезитовый	Майтюбинский андезитовый (Кокпектинская свита)
C ₂	Калмакэмельский андезит-дацитовый андезитовый	Батпакский андезит?-липаритовый	Кенсайский андезитовый	

1	2	3	4
C_1s	Балхашский габбро-диорит-плагиогранодиорит-плагиогранитовый	Усекский диорит-плагиогранитовый	Саурский габбро-диорит-гранодиоритовый
	Каркаралинский натриевый андезит-липаритовый наземно-островодужный	Алтынэмельский натриевый андезит-липаритовый наземно-островодужный	
C_1v	Чингильдинский натриевый андезит-липаритовый островодужный	Жуантобе-карасайский калинатровый дацит-липаритовый островодужный	Коядинский андезит-базальтовый островодужный
C_1t			

* Северо-Восточное Прибалхашье.

Фамен-раннекаменноугольная вулcano-плутоническая ассоциация

Чингильдинский натриевый андезито-базальт-липаритовый островодужный комплекс (D_3fm-C_1). Для него характерна невысокая щелочность резко выраженного известково-натриевого типа. Сосредоточен комплекс преимущественно в Калмакэмельской и Котырасанской зонах по границе с Саякским морским прогибом.

Каркаралинский андезито-базальт-дацит-липаритовый наземно-островодужный комплекс (C_1v_3-s). В Калмакэмельской и Котырасанской зонах в целом сохраняется натровый тип вулканизма, но отчетливо увеличивается калиевоность в дацитовых и особенно липаритовых вулканах. К северу (в тыловую зону) островодужная формация сменяется раннеорогенной, более щелочной. В Южной Джунгарии каркаралинскому комплексу соответствует алтынэмельский.

Балхашский тоналит-гранодиорит-плагиогранитовый комплекс (именусмый в восточной части пояса музбельским). Гранитоиды комплекса в целом известково-натрового типа с преобладанием натрия над калием по всему диапазону кислотности. К балхашскому (музбельскому) комплексу относятся Караунгурский, Музбельский массивы, восточная часть Токрауского плутона. В тыловой зоне (Каркаралинский район) калиевоность гранитоидов повышается (Жарлинский, Тайшеский, Аппасский массивы). Выделяются обычно три фазы внедрения от габбро до плагиогранитов (адамеллитов на севере пояса). Возраст балхашского (музбельского) комплекса твердо устанавливается как конец раннего карбона. К/Аг датировки преобладают в диапазоне 330—350 млн. лет. В Центральной и Южной Джунгарии аналогами балхашского комплекса являются усекский и алтынэмельский, в Тарбагатае и Жарма-Саурской зоне — саурский.

Средне-позднекаменноугольная вулcano-плутоническая ассоциация

Калмакэмельский андезит-андезито-дацитовый комплекс (C_2) является целиком формацией краевых вулканических поясов. Его ареал охватывает Катанэмельскую, Баканасскую вулканические впадины и,

видимо, распространяется в западные части Северо- и Южно-Токрауской впадин. Калмакэмельский комплекс сложен преимущественно андезитовыми лавами, андезит-андезито-дацитовыми автомагматическими брекчиями. На западе Калмакэмельской шовной зоны в верхней части комплекса появляются трахидацитовые и трахилипаритовые игниспумиты, туфы; резко возрастает мощность. Андезит-андезито-дацитовая группа пород относится к известково-щелочному типу и отличается от равных по кремнекислотности каркаралинских более высокой суммой щелочей и калиестью. Мощность комплекса 300—2000 м. По ископаемой флоре возраст комплекса раннебашкирский. В северном крыле Баканасской впадины аналогом комплекса является нижняя часть знаменской свиты, в хр. Саур — андезитовая кенсайская свита, в Южной Джунгарии — батпакская свита.

Керегетасский комплекс (C₂₋₃) трахидацит-трахилипаритовый, местами андезитовый. Ареал керегетасского вулканизма близок к калмакэмельскому, увеличивается в Южно-Токрауской вулканической впадине. Наиболее сложный по составу и мощный разрез комплекса в Калмакэмельской грабен-синклинали, где он сложен игниспумитами, автомагматическими брекчиями, реже туфами трахидацитового-трахилипаритового состава, чередующимися с андезитами.

Керегетасский вулканизм явно продолжает калмакэмельский. По северо-восточному борту Катанэмельской впадины керегетасский комплекс имеет трахидацитовый состав; в Баканасской впадине представлен андезитами до базальтов и образует единую серию с калмакэмельским, именуемую знаменским комплексом, в средней части которого на юге Тарбагатая появляются морские отложения. В Южно-Токрауской впадине состав комплекса меняется: 60—70% составляют липаритовые и липарито-дацитовые туфы и лавы, им подчинены дациты и андезито-дациты. Здесь отмечается некоторое понижение щелочности, породы более натриевого типа. Мощность 500—1500 м.

Возрастным аналогом керегетасского комплекса в Южной Джунгарии является дегересская свита, в хр. Саур — кайгенбулакская, в Зайсанской зоне — кокпектинская плюс, предположительно, майтюбинская.

Актогайский диорит-гранодиорит-гранитовый комплекс (C₃). Щелочность пород комплекса невысокая, особенно в диорит-гранодиоритовой части, но по сравнению с балхашскими гранодиоритами заметно относительное увеличение калия. Граниты преимущественно нормальные, нередко лейкократовые. Калинатовое отношение близко единице. Гранодиориты образуют обычно крупные и средние плутоны, от полихронных до однофазных. К актогайскому комплексу относятся Колдарский, большая часть Кокдалинского, Батпакского, Бесшокинский, Аксайский массивы, западная часть Токрауского плутона с гранитами кенькудукского типа и др. Гранитоиды комплекса рвут керегетасскую свиту и перекрываются колдарской (C₃—P₁).

В Джунгарии актогайскому комплексу соответствует центрально-джунгарский, в хр. Саур — монракский.

Радиогеохронологические датировки не однозначны — в Колдарском массиве проявляются две группы цифр: K/Ar — по биотиту и амфиболу 380—400 млн. лет и 320±10 млн. лет, U/Pb методом соответственно 480 и 330 млн. лет.

Позднекаменноугольная — ранне-позднепермская вулканоплутоническая ассоциация

Ассоциация включает в вулканическом поясе колдарский (C_3-P_1), кызылкинский, чубарайгырский, актобинский (все P_1^2), кармысский (караирекский) P_2^1 вулканические комплексы; калдырминскую и кокдала-кумжалскую интрузивные серии. В Саяско-Северо-Джунгарской зоне к этому временному диапазону относятся ушмолинский вулканический комплекс и саяско-катбарская (в Северной Джунгарии — лепсинская) интрузивная серия.

Вулканические и интрузивные комплексы этой ассоциации связаны с наиболее крупным по масштабам этапом позднепалеозойского магматизма. Выделение ассоциации как единой исходит из завершения вулканизма сложной по строению интрузивной серией. Вместе с тем в период формирования вулканических комплексов в середине ранней перми (после колдарского вулканизма) происходит тектоническое сжатие и замыкание Саяско-Джунгарского морского бассейна и присоединение этой территории к магматической области. В краевом вулканическом поясе возрастает щелочность и калиево-щелочность магматических продуктов, образуются новые зоны андезит-базальтового вулканизма.

Колдарский вулканический липарит-липарито-дацитовый комплекс. Ареал колдарского вулканизма значительно шире предшествовавшего. Он продвигался на всю территорию Северо-Токрауской впадины, в Успенскую зону и на северо-запад Катанэмельской.

Колдарский вулканизм преимущественно липаритовый, но в Северо-Токрауской впадине в нижней половине разреза преобладают андезитовые и дацитовые по составу вулканы; местами андезиты появляются и на более высоких уровнях. Петрохимически комплекс является известково-щелочным. Щелочность и калиево-щелочное отношение в липаритовой группе пород в среднем близко к единице, увеличиваясь к востоку. Относительно низкокалиевые андезиты и дациты встречены в Северо-Токрауской впадине.

Возраст колдарского комплекса определяется по ископаемой флоре, ракообразным и позвоночным как поздний карбон — ранняя пермь. Мощность 300—2000 м.

В Южной Джунгарии возрастным аналогом колдарского комплекса является кугалинский, в Жарма-Саурской — салдырминский, акансайский и караунгурский комплексы.

Чубарайгырский, кызылкинский, актобинский и ушмолинский вулканические комплексы (P_1^2) одновозрастны и отражают латеральную изменчивость состава вулканических образований в разных частях (зонах) пермского вулканического пояса.

Чубарайгырский андезит-трахидацит-трахилипаритовый комплекс развит в западной части вулканического пояса (запад Катанэмельской впадины, Северо-Токрауская и Южно-Токрауская вулканические впадины, Успенская зона и севернее последней). Преобладающими породами являются вулканы трахиандезито-дацитового, трахидацитового, трахилипаритового состава. Андезиты образуют, как правило, нижнюю часть комплекса и то не повсеместно. Вулканические породы представлены преимущественно игниспумитами и автомагматическими брекчиями. В отличие от колдарского комплекса чубарайгырский является в среднем более основным и щелочным. Повышенное содержание калия отмечается уже у дацитов, а иногда и у андезитов.

Актобинский трахиандезито-базальтовый комплекс развит в ново-

образованной тыловой Причингизской зоне, сложен преимущественно трахиандезито-базальтами, трахиандезитами, контрастно сочетающимися с трахилипаритовыми, трахилипарито-дацитовыми туфами и игниспумитами, составляющими 5—20% объема комплекса. Комплекс в целом субщелочной. Щелочность и калиевоность по сравнению с чубарайгырским выше при одном уровне кремнекислотности.

Кызылкинский трахиандезито-базальт-трахидацито-трахилипаритовый комплекс выделяется в восточной части Катанэмельской впадины и в Баканасской впадине, где сливаются восточные продолжения Причингизской и Чубарайгырской зон, что отразилось в смешанном контрастном сочетании субщелочных андезитов-базальтовых и дацит-липаритовых вулканитов с преобладанием, как правило, последних.

Ушмолинский андезитовый комплекс развит в области бывшего морского прогиба, где образует несколько небольших вулканических массивов. Состоит преимущественно из андезитовых вулканитов. В меньшей мере и не повсеместно появляются андезитов-базальты и дациты. Характерен низкий уровень щелочности ярко выраженного натриевого известково-щелочного типа. Ушмолинский комплекс с резким несогласием налегает на смятые в складки морские отложения кунгисаякской свиты $C_3—P_1$.

Возраст вулканических комплексов устанавливается по растительным остаткам как вторая половина ранней перми. Мощность накоплений 800—2100 м. В Южной Джунгарии этим комплексам по времени соответствует бескайнарский андезитовый комплекс.

Кармысский (караирекский) липарит-трахилипаритовый комплекс P_2 распространен во всем Северном Прибалхашье, сложен близкими по типам вулканическими породами липаритового-трахилипаритового состава: лавами, грубыми туфами, игниспумитами, тефроидами. Местами появляются трахидацитовые и трахиандезито-дацитовые автомагматические брекчии. Широко распространены вулканогенно-осадочные отложения. По характеру вулканических образований и химическому составу кармысский (караирекский) комплекс близок к чубарайгырско-кызылкинскому и является его продолжением.

Возраст комплекса по ископаемой флоре — начало поздней перми, Мощность 200—700 м. В Южной Джунгарии возрастным аналогом кармысского комплекса может быть жалгызгащский.

Калдырминская, кокдала-кумжалъская и саякско-катбарская (лепсинская) гранодиорит-гранитовые серии. Серии рассматриваются как разновозрастные. Первые две серии однотипны, развиты в пределах вулканического пояса и различаются только по названиям, принятым соответственно в западной и восточной частях Северо-Балхашского сегмента вулканического пояса. Третья серия формировалась в Саякско-Северо-Джунгарской зоне.

Калдырминская серия объединяет гранитоиды, традиционно подразделяемые на три комплекса: топарский, куттуадамский (ряд исследователей рассматривает его как фазу топарского), акчатауский (калдырминский). Гранитоиды этих комплексов образуют непрерывный гомодромный ряд от диоритов (даже габбро и пироксенитов) до лейкократовых гранитов. Почти все гранитоиды, начиная с диоритов, являются субщелочными, обычно с преобладанием калия над натрием, хотя не исключены, а местами широко развиты нормальные по щелочности породы.

Топарский комплекс — габбро, габбро-диориты, диориты, гранодиориты, кварцевые сиенодиориты, граносиениты; массивы Топарский, Акбастауский, Алмалинский, Озерный, Сарытауский, Кентский, Торткульский, Пойтакский и др.

Куттуадамский комплекс — крупнозернистые порфировидные биотит-амфиболовые, биотитовые граниты от меланократовых до лейкократовых; массивы Куттуадам-Ирекский, Бугалинское кольцо, Каракезен, Калдырминский, Тунгатарский, Эспинский и др.

Акчатауский (калдырминский) комплекс — лейкократовые граниты; массивы Калдырминский, Акчатауский, Кентский, Бохтинский, Темиршинский, Аюлюзек-Бельтерекский, Восточно-Коунрадский. Следует отметить, что крупнозернистые биотитовые граниты многих массивов, относимых к акчатаускому (калдырминскому) комплексу (Кентский, Бохтинский и др.) очень близки к гранитам куттуадамского комплекса, в связи с чем нельзя провести границу между ними.

Между интрузивными породами разных комплексов наблюдаются как рвущие контакты, так и постепенные переходы. Последнее обстоятельство следует расценивать как главное доказательство единства, непрерывности гранитообразующих процессов серии. Комплексы, скорее всего, надо рассматривать как фазы. Интрузивные плутоны могут быть как полифазовыми, так и монодоминантными — фаза разной степени гранитообразования.

Кокдала-кумжальская серия гранодиорит-гранитов является аналогом калдырминской. Добавим только, что выделяемый на востоке пояса баканасский комплекс лейкократовых и аляскитовых гранитов частью является аналогом акчатауского, а аляскитовые породы относятся к раннетриасовому катанэмель-кикунтайскому комплексу.

Возраст калдырминской серии устанавливается по прорыванию отложений, содержащих ископаемую флору ранней и начала поздней перми. Радиогеохронологические цифры по K/Ar следующие: топарский комплекс — 298—348 млн. лет; куттуадамский — 241—315 млн. лет; акчатауский (калдырминский) — 285—342 млн. лет; реперная проба массива Бохты — 307 млн. лет.

Саякско-катбарская гранодиорит-гранитовая серия объединяет саякский диорит-гранодиоритовый и катбарский гранитовый комплексы, является непрерывной, гомодромной. Процесс становления ее аналогичен одновозрастным сериям собственно вулканического пояса. Саякский комплекс (массивы Кунгисаяк, Умит, Джамбаш, Ушмола и др.) сложен габбро, диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами. Характерна низкая щелочность натрового ряда. Особняком стоит массив Умит, в котором калиевоcть гранодиоритов повышена. Граниты катбарского комплекса (массивы Катбар, Сусызкара, Бесоба) амфибол-биотитовые, биотитовые. Широко распространены адамеллиты. Щелочность гранитов умеренная низкокалиевая, и только в Катбарском плутоне калий начинает преобладать над натрием. Гранитоидные массивы этой серии протягиваются в Северную Джунгарию, где им соответствует лепсинский комплекс.

Позднепермская — раннетриасовая вулкано-плутоническая ассоциация

Эта ассоциация выделяется повышенной щелочностью вплоть до образования щелочных вулкаников и гранитов. Характерна также перестройка вулканизма, образовавшего два разобщенных ареала на западе и востоке вулканического пояса. Интрузивный магматизм распространяется по всей территории.

В данной ассоциации выделяются в возрастной последовательности следующие вулканические и плутонические комплексы: майтасский тра-

хиандезито-базальт-трахилипаритовый (P_2); шангельбайский трахидацито-липаритовый (P_2); этим комплексам в Баканасской впадине соответствует трахибазальт-андезито-базальтовый бакалинский комплекс; кокдомбакский (на западе) — таскоринский (на востоке) сиенодиорит-граносиенитовый комплекс (P_2); акбикский (на западе) — ушобинский (на востоке) сиенодиорит-граносиенит-порфировый дайковый с темиржальской трахилипаритовой покровной фацией; кызылрайский аляскит-гранитовый (на западе) — катанэмель-кикунтайский щелочно-гранит-аляскитовый (на востоке).

Майтасский комплекс развит в Южно-Токрауской впадине и в Новалы-Кызылэспинском антиклинории. В Северо-Токрауской впадине имеется единственная Жантауская вулкано-тектоническая структура. В составе комплекса преобладают субщелочные андезито-базальты, реже базальты и андезиты, местами в середине разреза появляются довольно мощные покровы трахилипаритовых лав и игниспумитов. Мощность 500—800 м.

Шангельбайский комплекс обычно развит в тех же структурах, что и майтасский, сложен трахидацитовыми и трахилипаритовыми игниспумитами, иногда близкими комендитами. Мощность 400—600 м.

Бакалинский комплекс Баканасской впадины образован субщелочными базальтами, андезито-базальтами, андезитами. Наблюдаются колебания щелочности в разных отдельных покровах или пачках от высокощелочных калиевых до низкощелочных натриевых. Базальтоиды, начиная с середины комплекса, контрастно сочетаются с небольшими по объему вулканитами трахидацитового и трахилипаритового состава, нередко в субвулканической фации. Мощность до 2500 м.

Возраст двух первых комплексов принят как позднепермский по несогласному залеганию на караирекской свите с флорой начала поздней перми. Бакалинский комплекс имеет то же стратиграфическое положение и содержит ископаемую флору поздней перми и ракообразных тартарского яруса. В Южной Джунгарии бакалинскому комплексу соответствует жельдыкоринский.

Кокдомбакский и таскоринский сиенодиорит-граносиенитовые комплексы представляют разновозрастную формацию, различающуюся только по названиям в западной и восточной частях вулканического пояса. Интрузии комплексов являются близповерхностными, чаще всего тесно связанными с вулкано-тектоническими мульдообразными структурами. Комплексы включают габбро-эссекситы, сиенодиориты, кварцевые сиениты, граносиениты, гранодиориты, адамеллиты. Породы относятся к калинатровой известково-щелочной серии повышенной щелочности. К кокдомбаскому комплексу относятся массивы Кокдомбак, Сарыолен, Кенчимэспе и др., к таскоринскому — Тогус, Таскура, Кызылхайнар и др.

Кокдомбакский комплекс прорывает вулканиты шангельбайской свиты и, в свою очередь, рвется акбикским порфировым комплексом, перекрыт темиржальской свитой. Возраст — конец поздней перми. В Южной Джунгарии выделяется соответственно южноджунгарский субщелочной габбро-граносиенитовый комплекс.

Акбикский и ушобинский комплексы (соответственно в западной и восточной частях вулканического пояса) объединяют субвулканические, жерловые образования, кольцевые системы даек. По составу и типу это кварцевые сиенодиорит-порфиры — граносиенит-порфиры. Коегде установлены переходы от жерловых интрузий в трахилипаритовые покровы темиржальской свиты. К акбикскому комплексу относятся кольцевые дайки Каркаралинской, Тунгатарской структур, интрузив-силл Тарангалык, шток Каракия и мн. др. Отличаются по составу от акбик-

ского комплекса кольцевые дайки Улькен-Каракуусской структуры — гранит-порфиновые, а в раздувах до мелко-среднезернистых аляскитовых гранитов. Эти дайки, видимо, непосредственно предшествовали внедрению аляскитов кызылрайского комплекса. Пока только для данной кольцевой структуры мы выделяем улькен-каракуусский комплекс гранит-порфиров.

Кызылрайский и катанэмель-кикунтайский аляскит-гранитовый и аляскит-щелочногранитовый комплексы выделяются соответственно в западной и восточной частях вулканического пояса. Они разновозрастны и отражают латеральную (продольную) изменчивость состава интрузий. О тесной связи аляскитовых и щелочных эгирин-рибекитовых гранитов свидетельствуют присутствие, хотя и в небольшом объеме, щелочных гранитов в массивах кызылрайских аляскитовых гранитов и резкое увеличение доли щелочных гранитов в единых аляскит-щелочно-гранитовых плутонах востока Катанэмельской и Баканасской впадин. Граниты этого комплекса образуют плутоны центрального типа. К кызылрайскому комплексу относятся массивы Кызылрай, Майтас, Каркаралы, Кент, Бектауата; к катанэмель-кикунтайскому — Кызылтас-Караирек, Катанэмель, Кызылтас-Баканас, Улькен-Кикунтай, Кызылкайнар.

Граниты этих комплексов прорывают позднепермские вулканиты и последующие интрузивы кокдомбакского и акбиикского комплексов, в связи с чем их следует относить уже к раннему триасу. Цифры абсолютно-го возраста дают разброс 236—321 млн. лет, но в основном менее 300 млн. лет.

Внедрением аляскитовых гранитов и щелочно-гранитовых интрузий завершается становление континентальной коры Казахстана.

УДК 552.3.001.36(574.3)

Л. Н. ШАРПЕНОК

ВСЕГЕИ

ФОРМАЦИОННОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПРИБАЛХАШСКО- ИЛИЙСКОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Разработка легенды для издания серии листов «Геологической карты» м-ба 1:50 000, охватывающих Прибалхашско-Илийский, или Каркаралинско-Алакольский, вулкано-плутонический пояс, сопряжена, как известно, с некоторыми специфическими трудностями. Обусловлены они главным образом тем, что рассматриваемый и подобные ему пояса представляют собой сложные сочетания вулканогенно-молассовых, или вулканогенных, дайковых и интрузивных комплексов. Сложный характер проявления преимущественно магматических образований потребовал вслед за проведением крупномасштабной съемки исследований по обобщению всех материалов и доизучения пояса в целом. Работы, проведенные в этом направлении группой во главе с В. Я. Кошкиным, принесли много новых данных, среди которых наиболее важными являются прежде всего многочисленные находки отпечатков флоры. Эти находки и

предопределили необходимость переоценить, пересмотреть уже имеющиеся материалы. Однако результаты переоценки ранее существовавших построений в связи с новыми данными различных исследователей оказались различными в зависимости от применяемой методики. Так, группа доизучения, насколько можно судить из опубликованных материалов, подошла к решению этого вопроса с биостратиграфических позиций. В какой же мере выдержан примененный биостратиграфический принцип?

Многие из принятых в этой схеме возрастных подразделений вызывают со стороны других исследователей пояса те или иные возражения. Так, на основе комплексов флоры каркаралинская свита, по данным В. Ф. Беспалова и Л. М. Скляренко, имеет возраст C_{1-2} , а калмакэмельская, по А. К. Мясникову, C_{2-3} ; керегетаская свита (C_{2-3}), по В. Ф. Беспалову, содержит флору, характеризующую каркаралинскую свиту, с чем в какой-то мере соглашается и В. Я. Кошкин, а в новой колдарской свите собрана среднекаменноугольная фауна (C_2), характеризующая, по определению и повторному переопределению В. А. Муромцевой, мазуровскую подсвиту Кузбасса. Таким образом, нельзя согласиться с тем, что эта схема вполне удовлетворительна и выдержана с позиций биостратиграфического принципа.

Кроме того, переоценка возраста и перераспределение свит по площади, а также выделение новых свит, значительно наращивающих существовавший ранее ряд, в значительной мере изменили объем и содержание прежних свит, поэтому в соответствии со «Стратиграфическим кодексом» недопустимо сохранять прежние названия свит. В предложенной В. Я. Кошкиным схеме расчленения магматических комплексов и составленной на ее основе карте в значительной мере стерлись вещественные различия между разновозрастными свитами, неотчетливыми оказались внутренняя структура пояса и закономерности его развития, а также металлогеническая специализация комплексов и связь вулканизма с интрузивным магматизмом.

Каковы же пути разрешения существующих при разработке легенды противоречий?

С позиций биостратиграфии одним из возможных путей, с нашей точки зрения, является пересмотр возраста уже существующих, привычных, устоявшихся и обладающих характерными чертами свит-комплексов в соответствии с полученными новыми данными по флоре. Нельзя, однако, игнорировать и данные по фауне. Если в комплексе пород, характерном для ранее выделявшегося объема каркаралинской свиты, собрана среднекаменноугольная, а в калмакэмельской — позднекаменноугольная или даже пермского облика флора наряду с среднекаменноугольной фауной, то не следует ли в соответствии с этим повысить возраст свит-комплексов? Кажется более правильным сохранить ранее выделявшиеся свиты в их прежнем объеме, но в соответствии с новыми данными по флоре повысить их возраст (см. табл.).

Другой аспект противоречий — это отнесение конкретного разреза, толщи к той или иной свите, т. е. распределение свит по площади. Решение противоречий в этом аспекте требует учета двойственного характера вулканогенных разрезов, несущих, с одной стороны, черты стратифицированных образований, обуславливающих закономерную их последовательность во времени, а с другой — магматогенные черты. Именно магматогенному происхождению вулканиты обязаны неполной однотипностью, а иногда и значительными различиями синхронных образований, тяготеющих к различным вулканическим центрам или даже к их частям. Но в то же время закономерное направленное развитие магма-

ТАБЛИЦА СОПОСТАВЛЕНИЯ ЛЕГЕНД

Легенда по В. Я. Кошкину	Примечания к легенде		Легенда по Л. Н. Шарпенюк	Легенда по А. К. Мясникову
1	2		3	4
<p>Кызылрайский комплекс $\alpha\gamma, \xi\gamma P_2 - T_1 kz$ Акчатауский комплекс $\gamma P_2 a$ Кокдомбакский комплекс $\delta, \gamma\delta, \xi\delta, \xi\gamma, \gamma P_2$</p>			<p>Кызылрайский комплекс $\gamma_0 P_2 - T_1$ Субвулканические образования $\gamma\xi\pi, \nu\delta\lambda$</p>	<p>Баканасский комплекс $\gamma_0 P_2 - T_1$ Кызылкайнарский комплекс $\gamma\xi - \xi - \gamma\xi - \gamma P_2^2 kk$</p>
<p>$P_2 sn$ — трахириолиты, риолитовые игниспумиты, лавы, туфы, иногда андезиты $P_2 mt$ — андезито-базальты, андезиты, реже риолитовые и трахириолитовые туфы и игнимбриты</p>	<p>В. Ф. Беспалов: завершающий комплекс, который выделялся как жантауская свита</p>	<p>Характерный контрастный комплекс, уже выделенный ранее как жантауский</p>	<p>$P_2 - T_1^1 (?) \gamma \pi$ Игнимбриты, игниспумиты трахириолитов, риолиты, слоистые туффиты, туфогравелиты, возможные прослои андезито-базальтов</p>	<p>$P_2 kur (bk)$ Туффиты, алевролиты, известняки; туфы трахидациитового, трахириолитового состава</p>
<p>$P_2 kig$ — грубообломочные туфы и игнимбриты риолитового, трахириолитового состава, трахидацииты, андезиты, андезито-базальты (контрастность непостоянная)</p>	<p>В. Ф. Беспалов: контрастный комплекс с большим количеством взрывных образований, выделялся ранее как архарлинская свита</p>	<p>Отвечает ранее выделенной в Токрау архарлинской, а в Баканасе — кызылкинской свитам</p>	<p>Андезито-базальты, базальты, трахиандезито-базальты; туфоконогломераты, песчаники</p>	<p>Андезито-базальты, трахибазальты, вулканомитовые песчаники, конгломераты Разноцветные конгломераты, песчаники, алевролиты, известняки, туффиты, базальты</p>
<p>Топарский комплекс $\gamma\delta, \delta, \gamma$</p>	<p>В. Ф. Беспалов: объединены, как минимум, три интрузивных комплекса</p>	<p>Объединены частично bl, tr и kok комплексы</p>	<p>Калдырминский комплекс γP_2</p>	<p>Кумжальский комплекс P_2</p>
<p>$P_2 cb$ — преобладание кислых игнимбритов — игниспумитов; частое присутствие андезитов, андезито-базальтов, которые в $P_1 at$ свите приобретают большее значение</p>	<p>В. Ф. Беспалов: нечеткая литологическая и геологическая характеристика свиты</p>	<p>Свита в большинстве случаев объединяет комплексы, относимые ранее к kg или aks свитам</p>	<p>$P_{1-2} ag$ Игнимбриты, лавы, туфы риолитового, дацитового состава, лахаровые брекчии, туффиты, туфопесчаники, песчаники; иногда андезито-базальты</p>	<p>P_2 — балатундыкская свита — конгломераты, известняки, вулканомитовые песчаники P_1 — актобинская свита — трахиандезиты, андезито-базальты, риолитовые игнимбриты, туфы</p>
<p>$C_3 - P_1 kd$ — разрезы свиты очень различны: от одночленных, преимущественно риолитовых игнимбритов (Катанэмель), до двучленных, состоящих внизу из да-</p>	<p>Фауна <i>Mrassiella cf. maguiforma</i> Rag. характеризует (по В. А. Муромцевой) не алыкаевскую, а мазуровскую подсвиту Кузбасса</p>	<p>В свиту объединены совершенно различные по признакам комплексы пород, одни из которых действительно отвечают высокому уровню прежних свит (kg, ag), другие</p>		<p>$P_2 km$ — туфоалевролиты, туффиты, песчаники, игнимбриты трахириолитов $P_{1-2} kz$ — туфы, игнимбриты риолитового, трахириолитового, трахидациитового состава; конгломераты, песчаники, алевролиты, иногда трахиандезиты, андезито-базальты</p>

цит-андезитовых кристаллотуфов (автомагматических брекчий), сверху — риодацитовых, риолитовых игнимбригов, спекшихся туфов, игниспумитов

$C_{2-3}kg$ — состав резко изменчив: от сиреневых трахилипаритовых игнимбригов и игниспумитов с андезитами в основании до светло-сероцветных спекшихся и агломератовых туфов, риолитов — дацитов, переслаивающихся с осадочными пачками

Флора древнее предполагаемого возраста

$C_{1-2}kl$ — объединяет различные по составу комплексы пород: типично kl (Катанэмель, Шольадыр) с ритмом от дацит-андезитовых кристаллотуфов до дацит-риолитовых игнимбригов и пироксен-плагноклазовые андезиты, переслаивающиеся с песчаниками, конгломератами, известняками

В. Ф. Беспалов: флора характеризует kgk свиту

По комплексу флоры и фауны (А. К. Мясников, Р. С. Качурин) возраст kl свиты — C_{2-3} . По опр. делениям М. И. Радченко комплекс флоры из kl свиты соответствует C_{2-3}

соответствуют прежнему уровню kl свиты

Свита объединяет в Токрау действительно главным образом верхи kgk свиты, но включает также частично и прежнюю kg свиту (Катанэмельская впадина)

Объединены совершенно различные по характеру пород комплексы: и типичная kl свита, и та, что ранее относилась к kgk свите

Кокдомбакский комплекс $\gamma\delta$, $\gamma\xi P_1$
 C_3-P_1kg (дацит-риолитовая формация)

Игнимбриты, туфы, игниспумиты риолитового, трахириолитового, дацитового состава, туффиты, туфопесчаники

Дацитовые, андезито-дацитовые туфы, игнимбриты; иногда андезиты, андезито-базальты; туффиты, туфопесчаники

Топарский комплекс $\gamma\delta C_3(P_1?)$

Гранодиориты, сиенодиориты, диориты, граниты
 $C_{2-3}kl$ (андезит-дацитовая формация)

Игнимбриты, туфы риодацитового состава, реже дацитовые туфы, туффиты, туфопесчаники

Андезит-дацитовые кристаллоигнимбриты, реже андезиты, трахидацитовые, дацитовые туфы, туффиты, туфопесчаники, известняки, конгломераты

Ушобинский? комплекс $\gamma\delta-\gamma\xi$

P_1ak

Андезиты, андезито-базальты; туфы, песчаники (не исключено, что с P_1ak могут частично сочетаться кислые породы, отнесенные к колдарской свите)

P_1 — кокдалинский комплекс

Гранодиориты, монцограниты, диориты, габбро-диориты

C_3-P_1kd

Риодацитовые туфы, игнимбриты, туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты

$C_{2-3}kl$

Андезиты, дацит-андезитовые кристаллотуфы, андезито-базальты, конгломераты

1	2	3	4
<p><i>Балхашский и музбельский комплексы</i> $\nu\delta$, δ, $\gamma\delta$, $\rho\gamma$</p> <p>C_1kgk — песчанники, алевролиты, углистые аргиллиты, угли, сланцы, известняки. Туфы преимущественно кислого состава, реже андезиты и их туфы</p>	<p>Эти комплексы должны объединять еще целый ряд массивов</p> <p>Возраст этой свиты, по В. Ф. Беспалову и Л. М. Складенко, C_{1-2}; по объему она отвечает не ала-кык свите Саяка, а всей саякской серии</p>	<p>Лишь в отдельных зонах отвечает прежнему сокращенному объему kgk свиты (Котыр-Аркарбинской свите Саяка, алы, г. Тхолькули, Шольадыр); в большинстве случаев ее объем значительно сокращен, а порой отвечает кемельбекской свите</p>	<p><i>Балхашский, музбельский комплексы</i> $\nu\delta$, δ, $\gamma\delta$, γ_0</p> <p>$C_{1-2}kgk$ (андезит-дацит-риолитовая вулканогенно-моцассовая формация)</p> <p>Светло-сероцветные (до белых) спекшиеся и агломератовые туфы риолитового, дацитового состава, переслаивающиеся с осадочными пачками</p> <p>Дацитовые и андезитовые туфы, туффиты; туфопесчанники, пачки осадочных пород — песчанников, конгломератов, углистых аргиллитов</p> <p>Андезитовые, андезит-дацитовые лавы и туфы, прослои риолитовых, дацитовых туфов, туффитов; туфопесчанники, песчанники, алевролиты, углистые аргиллиты, изредка известняки; местами базальные конгломераты</p>

Музбельский комплекс

kgk

Дацит-риолитовые туфы различной зернистости, прослои туфопесчанников, алевролитов

Андезитовые, андезит-дацитовые туфы, редко лавы, прослои осадочных пород

тизма обуславливает необратимость целого ряда черт и позволяет применять наряду с традиционными методами и принципами стратиграфического расчленения несколько иные методы, основанные на использовании систематических формационных признаков, включающих принадлежность к определенным типам магматогенных структур, т. е. палеовулканологические реконструкции.

Среди необратимых можно указать следующие черты.

1. Определенный характер (по составу и структуре пород) для каждой формации (свиты) вулканогенных образований и их соотношение с осадочными породами определенного типа.

2. Сочетание определенных фаций вулканитов и их структурная взаимосвязь.

3. Определенный характер ритмов вулканизма со специфическими петрохимическими, геохимическими и металлогеническими признаками.

4. Признаки комагматичности и определенный характер вулканоплутонической (вулкано-интрузивной) ассоциации и соотношения в ее составе вулканогенных, дайковых и интрузивных комплексов.

5. Тип и размер магматогенной структуры, образованной магматическими комплексами.

На основе перечисленных и некоторых других черт можно провести межструктурную корреляцию вулканических ритмов, их рядов и интрузивных комплексов.

К сожалению, нет возможности осветить все временные закономерности проявления перечисленных признаков, которые могут быть использованы при расчленении. Можно лишь подчеркнуть, что все пояса, подобные Прибалхашско-Илийскому, характеризуются совершенно определенными магматическими формациями и их ассоциациями, обусловленными псепенным и закономерным разрастанием куполовидного, а в дальнейшем многокупольного свода.

Как правило, в основании поясов обычно развита вулканогенно-молассовая андезит-дацит-риолитовая формация с пестрым составом вулканитов от андезито-базальтов до риолитов. Всем разновидностям свойственны натровый или калинатровый тип щелочности и преобладание лав, кластолав и лавобрекчий среди пород среднего состава и грубообломочных или кристалловитротуфов среди кислых; игнимбриты и игниспумиты практически отсутствуют. Для формации характерно переслаивание вулканитов с осадочными породами, в которых постоянны песчаники, известняки, углистые аргиллиты. Субвулканическая фация развита незначительно, дайковые комплексы отсутствуют, комагматичные интрузивы обособлены в пространстве от вулканитов. Породы этой формации тяготеют к внутренним частям поясов и образуют крупные овально-удлиненные мульды, а порой вдоль шовных зон проявляется линейность в их распределении. Формация отражает начальную стадию сводообразования, когда купол обладал простейшей и достаточно еще уплощенной формой. Это обусловило сосуществование субаэральных (в вершинных частях) и субаквальных условий накопления и разнообразный состав вулканитов. Структуры, образованные ранне-среднекаменноугольной ассоциацией пород, просты по строению и значительны (80—100 км в диаметре) по площади. Однако область их распространения, как правило, ограничена внутренними зонами пояса. Вулканизм завершается становлением интрузивов габбро-диорит-гранодиоритовой формации.

Последующее развитие свода, обусловленное магматическим давлением и приближением магматических очагов к поверхности, приводит к практически полному преобладанию континентальных субаэральных условий накопления толщ и его усложнению структурами более мелкого

порядка. В этих условиях образуется андезит-дацитовая вулканогенная формация, породы которой характеризуются натрий-калиевым типом щелочности и широким развитием так называемых кристаллотуфов (кристаллоигнимбритов), или автомагматических брекчий. Полный ритм вулканитов образует ряд от андезито-дацитов до риодацитов, среди которых широко развиты игнимбриты; осадочные породы редки, развиты локально. Характерно увеличение роли субвулканических фаций и более тесной сопряженности с вулканитами интрузивов диорит-гранодиоритовой формации. Размеры локальных структур несколько уменьшаются в связи с усложнением сводообразования, но площади, охваченные проявлением этой формации, расширяются.

Следующие ритмы вулканизма образуют соответственно дацит-риолитовую и риолитовую формации, в которых в различной степени развиты игнимбриты и игниспумиты от дацитового до риолитового и трахириолитового состава с отчетливо калиевым характером щелочности пород. Среди локально развитых осадочных пород присутствуют, как правило, терригенные продукты разрушения вулканических толщ. В отдельных структурах наряду с кислыми породами присутствуют и андезито-базальты, представляющие собой продукты очагов более глубоких зон земной коры. Особенно это свойственно более жестким участкам пояса с проявленными глубинными разломами, где присутствие андезито-базальтов значительно и постоянно. Здесь синхронные формации могут быть выделены как контрастные.

Формациям этого уровня развития пояса присущи широкое проявление субвулканических и жерловых фаций, сочетание вулканитов с поясами кольцевых даек и тесная сопряженность вулканогенных пород соответственно с гранитоидами гранодиорит-гранитовой и лейкогранитовой формаций.

Вулкано-плутонический (вулкано-интрузивный) характер образуемых этими формациями магматогенных структур является их корреляционным признаком. Значительное же разрастание по площади и интенсивности теперь уже усложненного многокупольного свода приводит к образованию меньших по размерам (30—60 км) компенсирующих локальные поднятия структур, распространяющихся в то же время на новые площади — зоны более ранней консолидации.

Орогенная стадия развития пояса как бы подготавливает сменяющую ее тафрогенную стадию со специфическими для нее структурами и типом формаций. Специфичность эта связана с тем, что в вершинных частях консолидирующихся сводовых поднятий возникали растягивающие усилия, приводящие к нарушению сплошности коры с образованием зон глубинных разломов и горсто-грабеновых структур, с которыми связано уже повсеместно проявление базальтоидного магматизма. В результате в различных частях поясов и за его пределами возникают вулканогенные формации (ассоциации?) с контрастным петрографическим составом пород, в которых базальты, андезито-базальты и трахибазальты сочетаются с риолитами, трахириолитами с ярко выраженным калиевым типом щелочности. Соотношения этих пород в составе формации изменчивы, но обычно преобладают эффузивы базальтовой серии. Они, как уже отмечалось, появлялись и раньше, но лишь в особых условиях, тогда как на тафрогенной стадии стали определяющими. Распространена контрастная формация на обширной территории, втянутой в сводообразование, но проявлена очень локально. Как правило, это небольшие приразломные локальные впадины (10—40 км), приуроченные к горсто-грабеновым структурам вершинных частей сводов.

Контрастность состава пород проявляется также в субвулканиче-

ских образованиях этой формации и в дайковых комплексах, образующих мощные линейные, реже кольцевые пояса. В интрузивных формациях тафрогенной стадии развития поясов контрастность выражена не всегда. В частности, в Прибалхашско-Илийском поясе только в Баканаской зоне отмечен контрастный по составу габбро-диоритовый — граносиенитовый комплекс. Во всех остальных случаях завершающая интрузивная аляскитовая формация является продуктом становления эволюционировавших коровых гранитных очагов. Распространена она очень широко, практически стирает границы между зонами разновозрастной консолидации.

Очень важным моментом, требующим особого внимания при разработке легенды, является вопрос о комагматичности вулканических и интрузивных формаций.

Пульсационность развития куполовидного свода и ритмичность вулканизма предопределяют также и закономерное становление на границе этих ритмов комагматичных им интрузивных комплексов. В настоящее время существование парагенезов вулканогенных и интрузивных формаций или их ассоциаций стало практически общепризнанным для вулкано-плутонических поясов различных регионов и достаточно отчетливо по целому ряду признаков проявлено и в Прибалхашско-Илийском поясе. В связи с этим явление комагматичности должно найти отражение в разрабатываемой легенде.

В целом лишь формационный анализ с детальной реконструкцией магматогенных структур и детальным анализом особенностей развития различных частей пояса может позволить скоррелировать его образования и разработать наиболее удовлетворительный вариант легенды для издания серии листов.

Все сказанное выше не является уникальной особенностью Прибалхашско-Илийского вулканического пояса. Для девонского пояса Казахстана еще группа во главе с В. С. Коптевым-Дворниковым отмечала примерно ту же временную закономерность и парагенетическое соотношение вулканических и интрузивных комплексов. Для Зайсана, где слабее проявлен вулканизм орогенной стадии, но широко развит интрузивный, связь интрузивных и вулканических образований интенсивно выражена на тафрогенной стадии. По существу, те же закономерности орогенного и тафрогенного магматизма намечаются для герцинид Тянь-Шаня, альпид Памира и других подобных структур.

УДК 551.037(574.5)

К. А. АЗБЕЛЬ, М. Р. БОРУКАЕВА

ПГО Южказгеология

К КОРРЕЛЯЦИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ПРИБАЛХАШСКО-ИЛИЙСКОГО ПОЯСА

Сообщение делается с позиций геологов-съемщиков, уже приступивших к подготовке к изданию группы листов крупномасштабной Госгеолкарты в Южном сегменте Прибалхашско-Илийского пояса. Большая часть этой территории сложена вулканитами девонского, раннекаменноугольного и

позднепалеозойского возраста. В связи с этим основное внимание уделено обсуждению принципов выделения вулканогенных свит. Многолетний опыт геологического картирования в 50-тысячном масштабе вулканогенных образований Южной Джунгарии убеждает в том, что в основу расчленения так называемых орогенных вулканитов на свиты должна быть положена их относительная петрохимическая однородность, что, по нашему мнению, полностью согласуется с требованиями «Стратиграфического кодекса». При таком подходе среди разновозрастных вулканитов Южной Джунгарии можно выделить две группы свит. Одна из них представлена свитами, сложенными вулканитами андезитового — базальтового состава, другая — вулканитами риолитового — дацитового состава. В свитах средне-основного состава встречаются кислые вулканиты, закономерно распределенные по разрезу и являющиеся, по-видимому, продуктами частной дифференциации. В таких случаях объем вулканитов кислого состава варьирует от 1 до 5%, редко достигая 10% от общего объема андезитоидной свиты. В свитах кислого состава средне-основные породы присутствуют лишь в виде ксенообломков и крайне редко — в виде пропластков туфов. Достоверных фактов наличия покровов и потоков андезитов или базальтов среди кислых вулканитов нам неизвестно.

Границы между свитами, выделенными по такому принципу, обычно достаточно резкие, легко картируемые, хотя они не всегда или не на всем своем протяжении трассируются конгломератами.

В вулканогенных разрезах свиты этих двух групп закономерно перемежаются друг с другом таким образом, что, как правило, можно расчленить разрез на пары свит, нижняя из которых будет представлять андезитоидную, а верхняя — риолитоидную. Такие пары свит, по-видимому, представляют собой вулканические микроциклы.

Среди вулканогенных образований девонского возраста, стратиграфическая схема которых разработана А. В. Смирновым, Л. И. Скринник и др., можно выделить два таких микроцикла (или ритма). В состав первого входят базальты даурумбекской (D_{1e}) и риолитоиды токсанбайской (D_{2ef}) свит. Второй микроцикл сложен тремя свитами: ешкиольмесской базальтоидной (D_{2ef}), ащибулакской вулканогенно-осадочной с редкими

пропластками базальтов (D_{2zv}) и заключающей микроцикл риолитоидной ламбетовской (D_{3fr}).

После завершения девонского вулканизма формировалась ерназарская ($D_{3fm}-C_{1t}$) красноцветная молассовая свита.

Нижнекаменноугольные вулканиты также легко разделить на микроциклы, но здесь следует сделать оговорку относительно принятой стратиграфической схемы. В основу расчленения нижнекаменноугольных образований положена схема И. И. Никитченко, в которую в связи с выделением в последнее время девонских отложений в регионе, а также в соответствии с принципом единообразия состава слагающих свиту пород, внесены некоторые изменения. Так, представляется, что нижняя («немая») подсвита жуантобинской (C_{1t}) свиты И. И. Никитченко является полным литологическим и возрастным аналогом ламбетовской (тоже «немой») свиты верхнего девона. В таком случае верхняя подсвита жуантобинской свиты выделяется в самостоятельную белекчинскую свиту. Последняя представлена в горах Жуантобе темно-коричневыми и зеленовато-серыми андезитоидными и дацитоидными ритмичными туффитами, переслаивающимися с покровами светло-окрашенных кислых (дацитовых — риолитовых) игнимбритов. Среди пачек ритмитов изредка встречаются маломощные потоки базальтов. Эти главные признаки — контрастность, наличие пачек ритмитов и неравномерная (то красноцветная, то зеленоцветная) окраска — позволяют выделить свиту и в других

районах Южной Джунгарии (горы Котуркаин, хр. Алтынэмель). Вместе с тем выделение белекчинской свиты носит пока условный, предварительный характер, поскольку она не охарактеризована органическими остатками, и турнейский возраст ей присвоен лишь по положению в разрезе. Работу по обоснованию этой свиты предполагается провести в период подготовки к изданию крупномасштабной Госгеолкарты.

Таким образом, начало первого микроцикла в раннекаменноугольное время знаменуется проявлением контрастного базальт-риолитового вулканизма.

Кислая составляющая этого микроцикла состоит из мукринской (C_{1v1}) и карасайской (C_{1v1-2}) свит. Обе эти свиты являются вулканогенно-осадочными и содержат наряду с кислыми туфами и орто- и паратуффитами пропластки известняков, углистых алевролитов, а также (карасайская свита) линзы углей и саж. Если следовать «Стратиграфическому кодексу», то логичнее переместить границу между мукринской и карасайской свитами несколько книзу, таким образом, чтобы отделить существенно вулканогенные образования (мукринская свита в новом понимании) от существенно осадочных с углями и углистыми алевролитами (карасайская свита). К тому же, если раньше граница между ними соответствовала установленной по фауне границе нижнего и среднего визе, то последние дополнительные сборы фауны, которую изучали О. Н. Насиканова и А. Г. Пламенная, не дают возможности четко провести ее и определять осадочную часть отложений на границе этих свит как C_{1v1-2} .

Второй нижнекаменноугольный цикл соответствует алтынэмельской свите В. Ф. Беспалова (C_{1v3-s}), нижняя часть которой сложена андезитовыми вулканитами, сменяющимися сверху значительно большими по объему кислыми туфами и туффитами. Андезитовая часть алтынэмельской свиты выделена в самостоятельную жанабайскую свиту с условным возрастным индексом C_{1v2-3} . Таким образом, второй нижнекаменноугольный вулканический микроцикл сложен парой свит — жанабайской андезитовой (C_{1v2-3}) и алтынэмельской риодацитово-андезитовой (C_{1v3-s}). Так как в Южной Джунгарии существует широко развитый многофазный интрузивный комплекс с тем же названием — алтынэмельский, то, возможно, целесообразно вернуться к более раннему названию свиты — алабасинская, предложенному И. И. Никитченко в 1964 г.

О микроциклах верхнепалеозойского вулканизма подробно сообщалось в печати раньше. Напомним, что здесь выделяются четыре микроцикла: неполный батпакский (C_2), дегересско-кугалинский ($C_{2-3}-C_3--P_1$), бескайнарко-жалгызгаашский ($P_1^2-P_2^1$) и жельдыкоринско-майсаринский ($P_2^2-T_1$).

С нашей точки зрения, становление плутонических комплексов может происходить как между микроциклами (теректинский, алтынэмельский комплексы), так и внутри них, между свитами разного состава (габброиды катутауского комплекса).

Необратимый характер развития вулканических процессов иллюстрируется материалами по петрохимии. Наиболее отчетливым изменением во времени подвержена щелочность вулканитов, постепенно увеличивающаяся по мере омоложения микроциклов. Весьма показательным является и отношение Na_2O+K_2O/CaO (индекс Пикока), величина которого изменяется от 56 до 59 для девонских вулканитов, от 57 до 69 для нижнекаменноугольных вулканитов и от 55 до 60 для верхнепалеозойских вулканитов. Нижнекаменноугольные образования отличаются от девонских и верхнепалеозойских пониженной щелочностью.

Описанное выше строение разрезов континентальных вулканитов

не является провинциальной особенностью Южной Джунгарии. Оно свойственно и другим сегментам девонского и верхнепалеозойского вулканогенных поясов Казахстана. Когда по такому же принципу расчленяются разрезы верхнего палеозоя вулканогенных образований северного сегмента Прибалхашско-Илийского пояса А. К. Мясниковым, В. Д. Стеркиным и др., произвести корреляцию столь пространственно разобщенных разрезов не составляет особого труда. Так, дегересская свита Южной Джунгарии коррелируется с калмакэмельской Северо-Восточного Прибалхашья, кугалинская — с колдарской, бескайнарская — с акшокинской, жалгызагашская — с кзылкинской и кармысской вместе взятыми, жельдыкоринская — с бакалинской (в прошлом курайлинской). При этом не возникает серьезных расхождений в независимо проведенной датировке этих свит по органическим остаткам, преимущественно по палеофлоре.

Значительно труднее провести такую корреляцию между южным и северным сегментами Прибалхашско-Илийского пояса, если пользоваться стратиграфической схемой В. Я. Кошкина. Это связано, по нашему мнению, с тем, что В. Я. Кошкин и его последователи выделение свит подменяют попыткой выделить стратиграфические горизонты на основании палеофлористических остатков. Иными словами, роль вещества отодвигается на второй план по отношению к временным границам, устанавливаемым с помощью определения органических остатков. В результате такого подхода свита по латерали якобы меняет свой состав: в одном месте она оказывается пестрой от базальтов до риолитов, в другом — преимущественно кислой, в третьем — средне-основной.

Авторы не отрицают наличия контрастных свит, сложенных более или менее равномерно перемежающимися вулканитами от базальтового до риолитового состава, но эти свиты могут образовываться на границах структурно-формационных зон или подзон, в которых в одно и то же время имел место вулканизм различного типа. В этом случае такие контрастные свиты должны иметь свое название, не совпадающее с названиями синхронных свит кислого состава в одной зоне и средне-основного — в другой. С нашей точки зрения, контрастные свиты все-таки не правило, а исключение.

Этот же принцип относительного единообразия вещественного состава должен быть положен и в основу выделения интрузивных комплексов. Представляется некорректным выделение плутонических комплексов, в составе которых присутствуют породы от габбро до гранитов. По-видимому, здесь, как минимум, два комплекса.

Расчленение сложно построенных магматических комплексов при региональных геологическо-съемочных работах невозможно проводить без тщательных петрографических исследований. Это совершенно беспорядочное положение можно проиллюстрировать следующим примером.

За последние годы в Южной Джунгарии были откартированы две зоны смятия, расположенные на границе верхнепалеозойских и нижнекаменноугольных брахисинклиналией и характеризующиеся наличием в них пород, имеющих высокую степень метаморфизма. Одна из этих зон — Южная, отделяющая Матай-Кояндытауский и Панфиловский брахисинклиналии, была известна давно и названа М. А. Ильясовым, Л. М. Складченко и В. Д. Стеркиным в 1965 г. Конуроленским разломом, плоскость сместителя которого падает на северо-запад под углом 50—80°. Позднее, в 1974 г., разлом был интерпретирован А. В. Смирновым и Е. И. Паталахой как Конуроленская зона шовной складчатости.

При детальном картировании зоны оказалось, что ее условно можно расчленить на две полосы — внутреннюю и внешнюю. Внутренняя по-

лоса характеризуется наличием огромного числа послонных даек пестрого состава, имеющих то же северо-западное падение. Степень насыщенности дайками варьирует от 20 до 80%. И дайки, и вмещающие их нижнекаменноугольные вулканиты охвачены многоэтапным термально-метасоматическим-динамическим метаморфизмом. Для всех пород характерен бластез и наличие таких вторичных минералов, как эпидот, хлорит, серицит, кварц, а также актинолит, пренит, голубая винчитовая роговая обманка, стильпномелан, гранат, ильменит в сфеновой оторочке, т. е. породы изменены до фации зеленых сланцев с переходом в низкотемпературную амфиболитовую.

Внешняя полоса представляет собой выходы гранитондов алтынэмельского комплекса, включающих несколько широких (1—2,5 км) клиньев гнейсо-сланцев, зажатых в серии сложнейших разнопорядковых складок с наклоном осевых поверхностей на север под углом 10—70° и пронизанных многочисленными дайками диабазов. Диабазы вовлечены в будинаж, брекчирование, амфиболитизированы. Эти породы практически не отличимы от гнейсо-сланцев докембрийских серий юга Казахстана. Разделяющие клинья древних сланцев пластовые инъекции биотит-роговообманковых диорит-гранодиоритов алтынэмельского комплекса содержат обильные ксенолиты порфиروبластовых амфиболитов и инъекционаны лейкократовыми гранитами, гранит-порфирами или аплитами. Полевые и петрографические исследования показывают, что инъекции лейкократовых гранитов образованы путем плавления гнейсов и что мы имеем дело, по-видимому, с донной частью массива гранодиоритов.

Таким образом, наличие на дневной поверхности магматитов и метаморфитов мезозоны, наличие большого количества субпараллельных послонных даек, имеющих северное падение, северное падение плоскости Конуроленского разлома, наличие минералов зон высокого давления (винчитовая роговая обманка, стильпномелан, гранат, ильменит, окруженный сфеном) — все эти признаки дают основание интерпретировать Конуроленский разлом как след одной из палеозон Бенъофа юга Казахстана.

УДК 552.3(574.3)

Г. Ф. ЛЯПИЧЕВ, А. Н. НУРЛЫБАЕВ, Э. Ю. СЕЙТМУРАТОВА, Е. Н. ТИМОФЕЕВА

ИГН АН КазССР

К ВОПРОСУ О КОРРЕЛЯЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ БАЛХАШСКОГО СЕГМЕНТА ЗЕМНОЙ КОРЫ

Под Балхашским сегментом земной коры понимается тот ее блок, приповерхностную структуру которого образуют джунгаро-балхашские герцнииды. В связи с разработкой межведомственной проблемы по геологии и металлогении Балхашского сегмента земной коры в качестве первостепенной встает задача уточнения расчленения и возрастной корреляции магматических образований. Регион этот достаточно хорошо изучен, но все же остается значительное число дискуссионных сторон

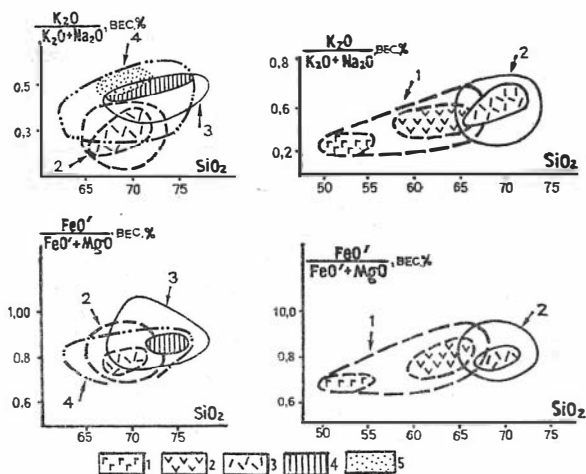
магматической геологии, касающихся главным образом позднего палеозоя. Большая часть предлагаемых схем расчленения позднепалеозойских магматитов Северного Прибалхашья высказана и известна по литературе уже по крайней мере 10—20 лет. Можно с полным основанием считать, что все или почти все возможные варианты расчленения и корреляции высказаны. По Северному Прибалхашью они связаны главным образом с исследованиями В. Я. Кошкина, В. Д. Стеркина, А. К. Мясникова, Ю. И. Лялина, Л. Н. Шарпенко, Е. Н. Тимофеевой, В. И. Серых, К. А. Абдрахманова, Д. Бекмагамбетова и многих других, а по Илийскому сектору позднепалеозойского пояса больше всего в этом отношении сделано К. А. Азбелем и М. Р. Борукаевой. Известно, что все конкурирующие ныне схемы расчленения по Северному Прибалхашью восходят к первоначальной трехчленной схеме В. Ф. Беспалова, который выделял в качестве нижнего члена два комплекса: андезитовый и липаритовый, среднюю часть разреза занимал контрастный андезито-базальт-липаритовый комплекс, а верхняя часть выделялась как покровные базальты, сопровождаемые кислыми дифференциатами. В принципе эта схема строения позднепалеозойского разреза Северного Прибалхашья никем не оспаривается и сегодня; она рисуется только более или менее сложной.

Если действительно все возможные варианты расчленения и корреляции позднепалеозойских магматитов известны, то остается выбрать из них наиболее обоснованный на нынешнем уровне изученности. Рассмотрим в этом плане наиболее существенные расхождения между исследователями.

Первое расхождение касается выделения керегетасской свиты. В Токрауской зоне она картируется всеми, в Баканасской зоне одни исследователи ее выделяют, другие нет. На петрохимических диаграммах (см. рис.), построенных по данным более чем 80 силикатных анализов пород дацит-липаритовой группы, принадлежащих к керегетасской, колдарской и кызылкинской свитам Баканасской зоны, видно, что и по уровню калийности, и по железистости породы свит четко различаются. Если ареалы фигуративных точек свит значительно перекрывают друг друга, то центры их, содержащие более половины всех точек каждой группы, дискретны. Более того, отчетливо проявляется тенденция увеличения калийности на фоне небольшого роста кремнекислотности в возрастной последовательности от керегетасской свиты к кызылкинской свите. Подтверждением тому, что мы имеем дело именно с керегетасской свитой, является достаточно тесная петрохимическая связь между калмакэмельскими и керегетасскими вулканитами, хорошо видная на рис. Вместе с этим и по уровню калийности, и по уровню железистости наблюдается скачок между дацитами одной кислотности, принадлежащими, с одной стороны, к калмакэмельской, с другой — керегетасской свите, что подчеркивает их петрохимическую индивидуальность. Как видно, петрохимические данные свидетельствуют в пользу обоснованности выделения керегетасской свиты и в Баканасской зоне. А. К. Мясников не находит аналогов керегетасской свиты в Предтарбагатайской зоне. Вполне вероятно, что здесь до керегетасского возрастного уровня поднимается калмакэмельский комплекс, что естественно, если учесть, что Предчингиз-Предтарбагатайская зона позднепалеозойского вулканического пояса вырисовывается как зона преимущественно основного и среднего вулканизма. Не исключается, однако, и другой вариант — колдарская свита включает вулканиты керегетасского времени.

Второе расхождение связано с выделением контрастных по составу свит. Как известно, в схеме В. Я. Кошкина все свиты, начиная с шуба-

райгырской вверх по шангельбайскую свиту или даже с керегетасской свиты, представляют собой контрастное сочетание пород дацит-липаритового состава, с одной стороны, и базальтового или андезито-базальтового — с другой. Некоторые же исследователи разделяют такие контрастные ассоциации на отдельные свиты. Количество контрастных ассоциаций в Токрауской зоне в схемах разных исследователей неодинаково,



Сравнение уровней калийности и железистости пород калмакэмельской (1), керегетасской (2), колдарской (3) и кызылкинской (4) свит.

Концентры фигуративных точек составов: 1 — андезито-базальтов, 2 — андезитов и дацитов калмакэмельской свиты, 3—5 — дацитов и липаритов керегетасской (3), колдарской (4) и кызылкинской (5) свит

Сама проблема происхождения контрастных толщ решается непротиворечиво, если стать на точку зрения существования в колдарско-кызылкинское время зон с синхронным липаритовым и андезито-базальтовым магматизмом. Шовные зоны сквозного и, скорее всего, не очень интенсивного андезито-базальтового магматизма разделяли блоки с исключительно липаритовым магматизмом. Материал взрывных вулканических извержений разносился по широкой площади, в том числе покрывал зоны базальтового магматизма, в результате чего и сформировались ныне картируемые контрастные ассоциации. Подтверждением существования зон перманентного липаритового вулканизма служат значительные разбросы цифр абсолютного возраста гранитовых plutонов, которые могут быть результатом пульсирующих прогревов земной коры. Надо также отметить, что описанные К. А. Азбелем и М. Р. Борукаевой своеобразные кварцевые порфириты, которые, по их данным, свидетельствуют о синтексисе кислой и базальтовой магм, также являются подтверждением синхронности базальтового и липаритового магматизма в разных зонах.

Третье расхождение касается самого расчленения послекерегетасской части разреза. Дело в том, что петрохимически андезито-базальты шубарайгырской и майтасской свит В. Я. Кошкина достаточно близки, но и те, и другие четко отличаются от калиевых андезито-базальтов Жантауского вулканического массива и поэтому на сегодня более вероятной является та схема расчленения, в которой жантауские вулканиды

выделяются в самостоятельную послешангельбайскую свиту. В этом случае схемы расчленения послекерегетасских образований Токрауской и Баканасской зон оказываются одинаковыми. При этом последовательность свит выглядит так (снизу):

Токрауская зона	Баканасская зона
Колдарская	Колдарская
Шубарайгырская и майтасская	Кызылкинская
Жантауская	Бакалинская

Что же касается корреляции свит между Токрауской и Баканасской зонами, то, по данным В. Я. Кошкина, по флоре коррелируются колдарская, шубарайгырская и кызылкинская; жантауская (майтасская в понимании В. Я. Кошкина) и бакалинская свиты.

Несколько слов об интрузивных комплексах. В целом количество выделяемых комплексов и формационная трактовка их примерно одинаковы у всех исследователей. Здесь важно подчеркнуть два обстоятельства. Во-первых, остаются в силе прежние выводы А. И. Иванова по абсолютному возрасту позднепалеозойских гранитоидов Северного Прибалхашья. Эти выводы говорят в пользу существования двух гранитовых комплексов (калдырминского и акчатауского) с абсолютным возрастом около 315 и 300 млн. лет. Позднее калдырминский комплекс перестал фигурировать в схемах магматизма, но в самое последнее время гранитоидный комплекс с близкой к калдырминской характеристикой вновь нашел себе место в схемах. Надо подчеркнуть, что и в Баканасской зоне А. К. Мясников выделяет гранитовый комплекс, прорывающий колдарскую свиту, породы которого находятся в обломках уже в кызылкинской свите. Таким образом, обосновывается существование гранитового комплекса с абсолютной датировкой пород 295—310 млн. лет, который располагается в возрастной вилке между колдарской и кызылкинской свитами.

Второе обстоятельство касается монцонит-граносиенит-гранитовых ассоциаций. В. Ф. Беспалов, заложивший основу магматической геологии в Прибалхашье, обосновывал существование по сути дела двух сиенодиорит-сиеногранодиорит-сиенит-гранитовых комплексов: послекалмакэмельского (он его датировал средне-позднекаменноугольным) и более позднего сарыоленского типа. Данные эти, вероятно, были забыты, но они обоснованы. Известно, что и в калмакэмельском, и в топарском комплексе (в старом понимании) вполне отчетливо проявлена наряду с нормальной и калиевая дифференциационная ветвь, которая по количественной характеристике совпадает с петрохимической картиной кокдомбакского или сарыоленского комплекса. Поэтому без специальных тонких петрографо-геохимических исследований легко принять за топарский комплекс в старом понимании комплекс кокдомбакского типа. Такую ситуацию при сегодняшнем состоянии изученности магматической геологии позднего палеозоя Северного Прибалхашья можно считать равновероятной с другими. Представляется, что в этом состоит одна из причин нового толкования и сегодняшних дискуссий по поводу объема и возраста топарского комплекса.

В заключение несколько слов о возрасте вулканогенных комплексов. Если учитывать среднекаменноугольную (включая низы московского яруса) фауну в аналогах калмакэмельской свиты в Баканасской зоне, датировку границы карбона и перми в мировой шкале абсолютной геохронологии (285 млн. лет), а также среднеазиатский репер этого времени (граниты с абсолютным возрастом 300 млн. лет, перекрытые шваге-

риновым фаунистическим горизонтом), то можно сделать лишь один вывод — колдарская свита не может быть моложе позднего карбона. В крайнем случае, она захватывает самые низы перми, если считать швагериновый фаунистический горизонт ассельским. Доколдарская часть разреза может быть привязана к фаунистической шкале лишь условно. Если пытаться в сегодняшних условиях найти разумный компромисс между фаунистическими и флористическими данными, то он будет таким — датировать колдарскую свиту как S_3-P_1 , имея в виду, что раннепермская здесь только небольшая часть ассельского яруса. В этом случае следует выделять, как это и делают многие исследователи, уровни: среднекаменноугольный калмакэмельский, средне-позднекаменноугольный керегетасский, позднекаменноугольно-раннепермский колдарский, раннепермский, или раннепермско-позднепермский, кызылкиинско-кармысский и позднепермский, или позднепермско-триасовый, бакалинский.

УДК 552.2:551.24:553

О. К. КСЕНОФОНТОВ, А. Я. ЦВЕТКОВ, А. М. ЗАХАРОВ, Н. А. ЗАХАРОВА

ЛГУ, ПГО Севказгеология

ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЗМА СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА

Рассматриваемый регион охватывает Кустанайское Зауралье, Тургайский прогиб. Кокчетавское поднятие и северную часть Улутауского мегантиклинория. В структурном отношении он принадлежит Урало-Монгольскому складчатому поясу и частично входит в Урало-Южно-Тянь-Шаньскую и Казахстанскую складчатые области, включающие ряд разновозрастных складчатых систем. Таким образом, территория характеризуется резко выраженной гетерогенностью. С запада на восток она охватывает часть эвгеосинклинальных зон варисцид Зауралья, отделенных от каледонских структур Казахстана островодужной Валерьяновской и миогеосинклинальной окраинной Боровской зонами, Убаганскую и Марьевскую зоны, обрамляющие Кокчетавское докембрийское поднятие с запада, Калмаккольскую и Жаркайнагачскую зоны, разделяющие Кокчетавский и Улутауский выступы, Коксенгирсорскую, отделяющую Кокчетавский выступ от Шатского и, наконец, Петропавловскую, Степнякскую и Селетинскую зоны, обрамляющие Кокчетавский выступ с севера и востока (см. рис.). За основу выделения структурно-формационных зон (СФЗ) принято различие в типах разрезов или вертикальных рядах геологических формаций между соседними зонами либо заметное смещение формационных колонок во времени. Границы между зонами, как правило, подчеркнуты разломами с приуроченными к ним протрузиями альпинотипных серпентинитов.

Геолого-съёмочными и тематическими работами, проведенными в последние годы, на территории деятельности объединения Севказгеология были исследованы, детализированы и систематизированы все проявления магматической деятельности. Эти материалы обобщены авторами при составлении карты магматических формаций Северного Казахстана

м-ба 1:500 000. При этом установлен ряд общих закономерностей развития эндогенных процессов в пределах конкретных структурно-формационных зон и их взаимосвязи в разновозрастных складчатых системах (см. табл.).

В основании разрезов эвгеосинклиналиных зон, как правило, залегают габбро-гипербазитовые ассоциации пород. Они расположены в подошвах тектонических пластин либо протрудированы по сопряженным с ними более поздним разломам в более высокие структурные этажи.

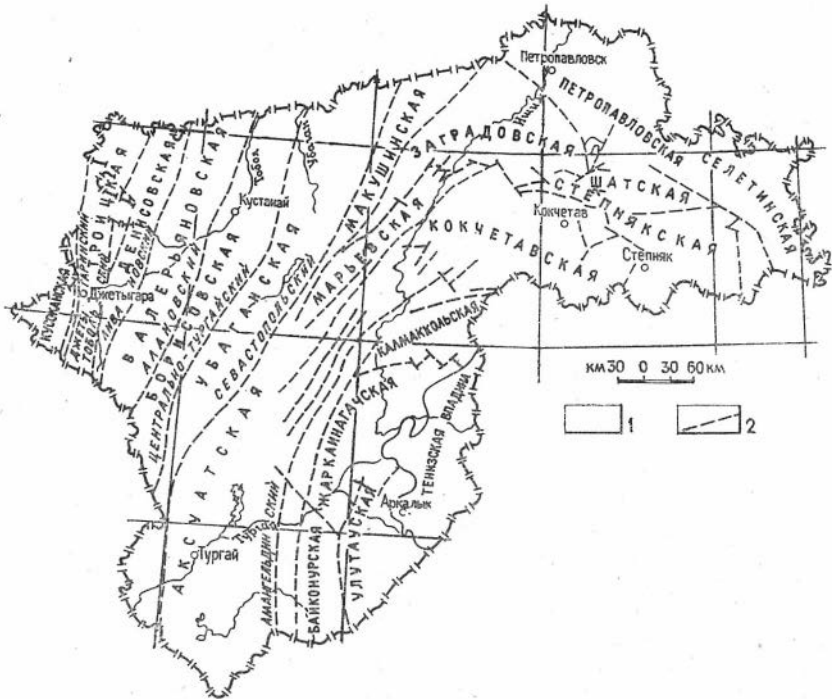


Схема структурно-формационного районирования Северного Казахстана. Составил А. М. Захаров.
1 — зоны; 2 — разломы

Двойная структурная позиция габбро-гипербазитового магматического комплекса вызывает затруднение в датировке: с одной стороны — это наиболее древние комплексы, с другой — современное положение они приобрели в момент формирования складчатых структур, т. е. в начале островодужной стадии.

Следующий за ним базальтоидный комплекс имеет двучленное строение: нижние члены его принадлежат диабазовой или диабаз-кератофировой ассоциациям, верхний — трахибазальт-андезитовой, иногда содержащей пикритовые тела. Этот комплекс легко картируется, если он разделен во времени периодом осадконакопления, как, например, в Троицкой и Джетыгаринской зонах. Здесь городищенская диабаз-кератофировая ассоциация отделена от трахиандезит-базальтовой ассоциации силура и девона аспидной углисто-глинисто-терригенной и кварц-граувакковой формациями. В Степнякской и Селетинской зонах аналогичное положение, но со сближением по возрасту тиесского диабазового и бощекульского андезит-трахибазальтового комплексов. Только по петрогра-

фической характеристике пород в непрерывном разрезе выделяются денисовский спилит-диабазовый и федоровский андезит-трахибазальтовый комплексы. Пока не удается расчленить подобным образом гаршинский, братолюбровский, николюско-бурлукский и даутский комплексы. Достоверно установлено присутствие трахибазальтов, трахитов и пикритов в талайрыкском метадиабазовом комплексе, однако обнаружить проявление обоих членов ряда затруднительно из-за интенсивных метаморфических преобразований. В основании разреза Кокчетавской глыбы (нижняя часть зерендинской серии) выделен комплекс эклогитов и амфиболитов, которые, видимо, частично включают и породы габбро-перидотитового комплекса. Вулканогенные породы нередко сопровождаются дайками, силлами и малыми телами габброидов и плагиогранитов. При наличии крупных тел их можно выделить в самостоятельный комплекс, аналогичный джанганинскому в Денисовской зоне или бектурганскому в Улутау. Формирование всех этих комплексов связывается с океанической стадией развития зон.

Их сменяют, обычно с заметной структурной перестройкой, андезитоидные комплексы островодужной стадии, широко распространенные как в герцинских, так и в каледонских зонах. Как правило, они представляют собой двучленные вулканоплутонические ассоциации. Последние формируют либо вулканические пояса (Валерьяновская зона) и трактуются как древние островные дуги, либо широкие зоны (Степнякская, Селетинская) и представляют собой первоначально архипелаговые области.

В Валерьяновской зоне выделяются нижний сарбайский андезитовый и верхний андреевский андезито-базальтовый комплексы. Ареал распространения андезитоидных комплексов несколько шире собственно Валерьяновской зоны и захватывает частично Денисовскую зону (Александровский грабен) на западе и выклинивается на востоке уже в Боровской зоне.

В Степнякской и Селетинской зонах параллельно с флишоидными комплексами ордовика формируются также сагский и майлисорский комплексы. Последний содержит заметное количество лав кислого состава. Сагский и майлисорский комплексы выделяются и в Коксенгирской зоне.

По западному обрамлению Кокчетавской зоны, в Марьевской зоне, выделяется каргалинский андезито-базальтовый комплекс, вулканиты которого переслаиваются с флишоидным ордовикским комплексом. В состав каргалинского комплекса включены вулканиты, метаморфизованные в зоне Баксинского гранодиоритового массива и относимые ранее частично к ефимовской, частично к кууспекской свите. Основанием для этого явились не только петрографические особенности пород, но и парагенезис их с метаморфизованным флишевым комплексом.

Вулканогенные островодужные комплексы повсеместно сопровождаются интрузивными телами, часть из них имеет явную субвулканическую природу, образуя вулканические некки, формируя экструзивные купола и т. д. В некоторых зонах сохраняются лишь интрузивные тела, тогда как вулканические комплексы оказываются полностью эродированными.

Интрузивные образования островодужной стадии, как правило, многофазные, формирование их занимало довольно длительный промежуток времени (20—30 млн. лет). Ранние комплексы обычно представлены габброидами, поздние формируют диорит-гранитовые массивы. Так, выделяются степнякский габбровый и крыккудукский диорит-гранитовый комплексы в каледонских зонах обрамления Кокчетавской и Улутауской

Схема сопоставления вертикальных рядов

Стадия развития	Структурно-герцинские						
	Жетыгаринская, Троицкая	Денисовская	Валерьяновская	Убаганская	Марьевская	Калмаккольская	
	1	2	3	4	5	6	7
Автономная активизация зрелой платформы				Кушмурунский калиевых гранитов T ₃ Центрально-тургайский липарит-трахибазальт-пикритовый T ₁₋₂ Вишневогорский щелочных габброидов и сениитов P ₁			
Отраженная активизация	Смирновский лейкогранитовый C ₃ Жабыккарагайский гранитовый C ₂₋₃ Мариновский гранито-гнейсовый PR ₂	Придорожный габбро-гранитовый малых тел и даек P		Луганский субвулканический габбро-граносениитовый D ₂ Жаксыконский липарит-андезитовый D ₁₋₂			
Раннеконтинентальный рифтогенез			Викторовский базальт-андезито-базальтовый C ₂				
Островодужная	Милютинский диорит-гранитовый C ₁₋₂ Тогузакский габбровый C ₁₋₂		Адаевский диорит-гранитовый C ₂ Соколовский габбро-диорит-гранодиоритовый C ₁ Андреевский андезито-базальтовый C ₁ Сарбайский андезитовый C ₁	Убаганский диорит-гранитовый C ₂ Ермаковский габбровый C ₁₋₂	Степнякский габбровый O ₃ Каргалинский андезито-базальтовый O ₃		

магматических комплексов Северного Казахстана

формационные зоны

каледонские

Жаркаин-агачская	Коксенгир-сорская	Степняк-ская	Селетин-ская	Заградов-ская	Шатская, Кокчетавская	Улутауская
8	9	10	11	12	13	14
Ишимский щелочных базальтоидов D_{2-3}		Аралаульский граносиенитовый D_3		Центральнотургайский липарит-трахибазальт-пикритовый T_{1-2}	Еленовский граносиенитовый D_{2-3}	Ишимский щелочных габброидов D_{2-3}
Шоккарагайский гранитный субвулканический D_3						
Кайдаульский андезит-липаритовый D_{1-2}						
Дальненский лейкогранитовый D_1						
		Боровской гранитовый S_2-D_1		Зерендинский гранодиоритовый S_1		Актасский лейкогранитовый D_1
				Веселоподольский гранито-гнейсовый PR_1/D_1		Каптадырский гранодиоритовый S_{1-2}
						Суыктальский гранито-гнейсовый PR_1/D_1
					Красномайский щелочно-ультраосновной ϵ	Коксуйский андезит-липаритовый PR_3
					Златогорский габбро-пироксенит-перидотитовый ϵ	Карсакпайский базальтовый R_2
Крыккудукский диорит-гранитовый O_3						
		Степнякский габбровый O_3				
		Майлисорский липарит-андезито-базальтовый O_3				
		Сагский андезито-базальтовый O_3				

1	2	3	4	5	6	7
Океаническая	Федоровский андезит-трахибазальтовый S_2-D_1	Джанганинский габбро-плаггиогранитовый S_2				Гаршинский диабаз-кератофиновый V
	Городищенский диабаз-кератофиновый R_{1-2}	Денисовский спилит-диабазовый S_{1-2}				Дубровский габбро-
	Притобольско-аниховский габбро-перидотитовый R/C_1					

зон, соколовский габбро-диорит-гранодиоритовый и адаевский диорит-грантовый комплексы в Валерьяновской зоне. По петрографическим, петрохимическим и структурным особенностям к тому же формационному классу относятся такие пары комплексов, как тогузакский габбровый и милютинский диорит-гранитовый в герцинских зонах Зауралья и разновозрастные с ними ермаковский габбровый и убаганский диорит-гранитовый, развитые в Убаганской и частично Боровской зонах.

Анализ формационных рядов позволил выделить в некоторых зонах стадию развития магматизма, отделяющую последующий субсеквентный магматизм от островодужного. Она характеризуется квазиплатформенным режимом с формированием типично платформенных комплексов (кварц-углеродистые песчаники на Кокчетавской глыбе, молассоидные образования в Улутау и герцинских зонах Зауралья) и магматизмом, сопоставимым более с континентальным. Наиболее характерны для этой стадии базальтоидные комплексы траппового типа: викторовский базальт-андезито-базальтовый комплекс в Валерьяновской зоне, карсакапайский базальтовый комплекс в Улутау. В Кокчетавской зоне их место занимают расслоенные плутоны златогорского габбро-пироксенит-перидотитового комплекса, которые сменяются красномайским щелочно-ультраосновным комплексом. В Улутауской зоне вслед за базальтоидами формируется красноцветная моласса, включающая вулканиты коксуйского андезит-липаритового комплекса.

Формирование полихронных гранитоидных серий в континентальных тылах островных дуг связано, на наш взгляд, со стадией отраженной активизации. В пределах этих серий четко выделяются три фазы становления гранитоидных массивов, разделенных значительными возрастными интервалами. Наиболее ранние из них — автохтонный гранодиоритовый комплекс, который сменяется аллохтонным гранодиорит-гранитовым и, наконец, комплексом лейкократовых аляскитовых гранитов. В эпицентрах развития гранитоидного магматизма происходят интенсивная метасоматическая переработка вмещающих образований и формирование полей метасоматических гранито-гнейсов. Возраст последних может определяться либо по времени формирования субстрата, либо по возрасту метаморфических преобразований его. И тот и другой имеет довольно широкий временной интервал из-за гетерогенности комплексов субстрата, а также длительности становления гранитоидных серий.

8	9	10	11	12	13	14
Братолюбовский диабазовый V периодитовый V/O ₁	Никольско-бурлюкский V ₁ даутский R ₃ диабаз-кератофировые Щучинский габбро-периодитовый V/O ₁	Бозшакольский андезит-трахибазальтовый E ₂₋₃ Тиецкий диабазовый E ₁			Аманбурлюкский эклогит-амфиболитовый PR ₁	Бектурганский габбровый PR ₁ Талайрыкский метадиабазовый PR ₁ Улутауский габбро-периодитовый PR/R ₂

В ряду гранитоидных серий в Кокчетавской зоне выделяются веселоподольский гранито-гнейсовый, зерендинский гранодиоритовый автохтонный, боровской гранитовый и дальненский лейкогранитовый комплексы. В Улутауской зоне гранодиорит-гранитовый комплекс пока не может быть достоверно отчленен от гранодиоритов. Здесь выделяются суоктальский гранито-гнейсовый комплекс, каптаадырский гранодиоритовый и актасский лейкогранитовый. В Зауралье такое же положение занимает гранитная серия, включающая мариновский гранито-гнейсовый, джабык-карагайский гранитовый и смирновский лейкогранитовый комплексы.

Как правило, формирование полихронных гранитов завершает вулканоплутоническая ассоциация андезит-липаритового состава, связанная с красноцветной вулканогенной молассой. Повсеместно в Центральном Казахстане распространен кайдаульский андезит-липаритовый комплекс, с которым ассоциируют малые субвулканические тела гранитоидов цоккарагайского комплекса или чуть более поздние тела граносиенитового состава, объединяемые в еленовский граносиенитовый комплекс в Кокчетавской зоне, либо аралаульский комплекс. Одновременно с ними в западных каледонских зонах развивается жаксыконский липарит-андезитовый комплекс и сопровождающий его луганский комплекс субвулканических тел габбро-граносиенитового состава. Интересно отметить, что вулканы жаксыконского комплекса в некоторых случаях подстилают островодужные формации Валерьяновской зоны, что свидетельствует о формировании островной дуги на краю каледонского континентального массива.

В Валерьяновской зоне постгранитоидный магматизм проявлен в виде малых тел и даек габбро-гранитного состава, которые объединены в придорожный комплекс.

В более позднее время на территории Северного Казахстана без определенной приуроченности к структурам фундамента спорадически развивались комплексы фойдных габброидов и сиенитов. Среди них выделены ишимский комплекс фойдных габброидов и связанные с ним щелочные базальты Кубасадырского комплекса, вишневогорский комплекс фойдных габбро и сиенитов. В триасе формировались широкие поля покровов липаритов, трахибазальтов и пикритов центральнотургайского комплекса, который сопровождался малыми интрузиями санидиновых гранит-порфиров кушмурунского комплекса.

А. Е. СТЕПАНОВ, П. В. ЕРМОЛОВ, А. М. МЫСНИК, Н. В. ПОЛЯНСКИЙ,
М. А. МУРАХОВСКИЙ, Б. А. ДЬЯЧКОВ, В. В. ЛОПАТНИКОВ

АО ИГН АН КазССР, ПГО Востказгеология

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ АЛТАЕ-ЧИНГИЗСКОГО РЕГИОНА ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Алтае-Чингизский регион охватывает две складчатые системы: Чингиз-Тарбагатайскую каледонской консолидации и Зайсанскую герцинской консолидации. В состав последней традиционно включается и Рудный Алтай, хотя более правильно было бы рассматривать эту структуру, как это и делают многие исследователи, в составе Алтае-Саянской складчатой системы. По большинству структурно-формационных зон в предлагаемых схемах корреляции магматических комплексов сохраняются основные положения утвержденных II Казахстанским петрографическим совещанием схем, но по ряду зон внесены существенные коррективы. Ниже рассмотрим новые данные, послужившие основанием для внесения изменений в схемы.

В прошедшем периоде значительное внимание уделялось изучению комплексов кристаллического фундамента.

В Чингиз-Тарбагатайской складчатой системе подтверждается высказанное Р. А. Борукаевым еще в 1962 г. положение о заложении Чингиз-Тарбагатайской геосинклинали на тонкой допалеозойской коре океанического типа. Подтверждением этого, помимо развитых здесь протрузий и захороненных в осадках тектонических отторженцев апоперидотитовых серпентинитов, являются глыбы включенных в серпентинитовый меланж амфиболитов, а также тектонические блоки амфиболитов и эпидот-амфиболовых сланцев, переслаивающихся с карбонат-хлоритовыми и эпидот-хлорит-кварцевыми сланцами, содержащими прослой микрокварцитов и редкие линзы мраморов. По составу амфиболиты и эпидот-амфиболовые сланцы отвечают толентовым базальтам. К докембрию эти образования относятся на основании более высокой метаморфизованности пород по сравнению с контактирующими с ними нижнекембрийскими отложениями и по особенностям внутреннего строения.

В Зайсанской складчатой системе устанавливаются различные типы фундамента. В осевой части (Западно-Калбинской, или Чарской, зоне) фундамент представлен метафилитовой ассоциацией, включающей серпентиниты по перидотитам, реже дунитам, апобазальтовые амфиболиты, анортозиты, эклогиты, метаморфизованные габбро, реже кварциты и другие породы. По первичному составу метаморфические породы отвечают в основном базальтоидам щелочно-базальтовой и высокоглиноземистой ассоциаций. Возраст пород определен калий-аргоновым методом в пределах от 309 ± 32 до 545 ± 50 млн. лет (5 проб), а свинцово-изотопным — 750 ± 150 млн. лет.

Другой по составу комплекс метаморфических пород установлен в юго-западной части Зайсанской складчатой системы, вблизи границы ее со структурами Чингиза. Здесь, в районе пос. Егендыбулак, встречены выходы диафторированных полевошпат-кварцевых кристаллических сланцев с дистеном, гранатом, ставролитом и силлиманитом, переслаивающихся с кварц-плагноклаз-амфиболовыми сланцами и амфиболитами. Блок высокометаморфизованных (до гранулитовой фации) пород

встречен в этой же зоне южнее Кандыгатайского сиенит-гранитного массива. Этот блок сложен мигматизированными гнейсами и кристаллическими сланцами. Данных о возрасте развитых здесь метаморфических комплексов, кроме того, что они тектонически контактируют с нижнекаменноугольными отложениями, не имеется.

Получены новые данные о составе и возрасте метаморфических комплексов Иртышской зоны смятия и Рудного Алтая.

В Иртышской зоне комплексы высокометаморфизованных пород представлены биотит-плагиоклазовыми, диопсид-плагиоклазовыми, дистен-кварц-мусковитовыми, биотит-силлиманитовыми сланцами, содержащими прериссы амфиболитов и гранатовых амфиболитов. В линейных зонах ультраметаморфизма развиваются гнейсы и гнейсо-граниты. Геохронологические исследования В. А. Найденова цирконовых и монацитовых концентратов, выделенных из гнейсов, позволяют определять возраст последних в интервале 1450—1500 млн. лет.

Кроме того, в этой же зоне под наименованием маралихинского выделяется метаофиолитовый комплекс, в который объединяются протрузивные тела апогартбургитовых серпентинитов и метаморфизованные в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций тектонические отторженцы метабазитов, ранее включавшихся в прииртышский комплекс нижнекаменноугольного возраста. Существует точка зрения, что эти образования являются фрагментами Чарского метаофиолитового комплекса (И. А. Ротараш и др., 1982 г.).

Новые выходы высокометаморфизованных пород (кристаллических сланцев и гнейсов), которые, возможно, представляют собой фрагменты фундамента, выявлены С. Г. Кальсиным, П. И. Хохловым в ядерной части Спичюшинского антиклинория среди плагиогранитов одноименного массива. Возраст гнейсов, определенный калий-аргоновым методом, составил 424—460 млн. лет.

В последние годы крупный блок метаморфических пород, сложенных кристаллическими сланцами, в том числе силлиманит- и дистенсодержащими гнейсами, включающими тела амфиболитов, установлен О. М. Чирко в Южном Примаркаоле. Вопрос о возрасте этих пород остается открытым, но, по всей вероятности, они также являются выступами кристаллического фундамента Рудного Алтая.

Полученные результаты в изучении метаморфических пород могут рассматриваться как первые шаги. Необходима постановка более концентрированных и целенаправленных исследований этой важной как в геологическом, так и в металлогеническом аспекте группы пород.

По магматизму фанерозойского этапа в Чингиз-Тарбагатайской складчатой системе новых существенных данных нет. Проведенными в этом регионе в небольшом объеме геолого-съемочными работами и тематическими исследованиями в основном подтверждены корреляционные схемы, утвержденные II Казахстанским петрографическим совещанием.

В последнее время некоторыми исследователями (И. А. Ротараш и др.) ставится под сомнение достоверность принятого возраста ряда вулканогенных комплексов и представительность их разрезов, в виду того, что, по их данным, содержащие фауну отложения, да и сами вулканиды, являются захороненными отторженцами (олистолитами, олистоплаками) и не принадлежат разрезу вмещающей эти отторженцы толще. Эти данные носят предварительный характер и требуют проверки, но в любом случае должны учитываться при последующих исследованиях. Большой интерес представляют также данные об ордовикском возрасте на некоторых участках кремнистых отложений, в том числе радиоляри-

тов, которые ранее относились к нижнему кембрию и ассоциировались с базальтами (Ушкызыл, Кызыл-Кайин, Бала-Коксенгир). Эти данные выдвигают вопрос о возможности двукратного проявления базальтоидного вулканизма. Но имеющиеся материалы не позволяют в настоящее время сделать сколь-либо определенных выводов относительно этого вопроса. Необходимы дополнительные исследования.

В Жарма-Саурской зоне Зайсанской складчатой системы дополнительно выделяются ниже-среднедевонский кызылжетекский андезит-дацитовый и позднепалеозойский тюрешокинский андезито-базальтовый комплексы.

На основе новых данных уточнен возраст ряда других позднепалеозойских комплексов. Но вместе с тем остается много нерешенных вопросов, особенно в части расчленения и обоснования возраста вулканитов девонского и нижнекаменноугольного возраста.

Значительные изменения внесены в схему палеозойского магматизма Чарской, или Западно-Калбинской, зоны. Здесь впервые установлены фаунистически охарактеризованные вулканогенные отложения ордовикского (карадок — ашгилл) возраста. Возрастное положение пород первоначально было установлено по радиоляриям (сборы Н. В. Полянского, определения Б. Б. Назарова), а затем подтверждено определениями конодонтов (сборы М. Ф. Микунова, С. Д. Бурдиной, определения В. А. Аристова, Л. А. Курковской).

Развитые в низах разреза кремнисто-базальтоидные толщи ордовикско-девонского возраста на основании состава слагающих их пород расчленены на два близких по возрасту — спилит-диабазовый (беркутинский) и лейкобазальтовый (каракойтасский) — комплекса. Из состава вулканитов, ранее относимых к андреевскому и аркалыкскому комплексам, выделен верачарский андезито-базальтовый комплекс нижнекаменноугольного возраста, а также близкий по возрасту и, возможно, комагматичный ему габбро-диоритовый николаевский комплекс. Значительно детализирована схема позднепалеозойского магматизма зоны. Развитые здесь комплексы отчетливо коррелируются как по составу, так и по возрасту с позднепалеозойскими комплексами жарминской зоны. Уточнены состав и последовательность формирования семейтауской вулcano-плутонической ассоциации триасового возраста.

Нс вместе с тем в развитии магматизма зоны остается еще много неясностей. Так, например, не решен вопрос о прерывности или непрерывности базальтоидного вулканизма основания разреза. Не установлены взаимоотношения спилит-диабазового, лейкобазальтового и андезито-базальтового комплексов. Требуется дополнительное обоснование их возраста, а также возраста, состава и структурного положения интрузивов николаевского габбро-диоритового комплекса и т. д.

В Калба-Нарымской зоне уточнен возраст кулушского плагиогранитового комплекса*. Впервые выделены гетерогенная ассоциация габброидов S_{2-3} , представленная останцами в калбинских гранитах оливиновых габбро-норитов, габбро и малыми телами габбро-диабазов. По составу они коррелируются с габбро-диабазами и оливиновыми габбро-норитами аргимбайского и максутского комплексов Жарма-Саурской и Чарской зон. Докалбинская калгутинская вулcano-плутоническая ассоциация включает вулканиты и гранитоиды двух типов: гранат-биотитовые и амфибол-биотит-двупироксеновые, которые выделяются соответственно в калгутинский и курчумский комплексы. Обсуждается проблема посткалбинского миролюбовского дайкового комплекса. Существует мнение,

* Б. А. Дьячков возраст кулушского комплекса считает верхнекаменноугольным.

что в данный комплекс объединены полихронные образования. В последние годы остро встал вопрос о разновозрастности интрузивных комплексов прииртышской габбро-плагиогранитовой ассоциации. Серпентиниты и гранито-гнейсы, как это было сказано выше, отчленены от этой серии в докембрийский комплекс кристаллического фундамента. Габбро-диабазовый комплекс ассоциации может быть датирован нижним карбоном, а Бесбугинский габброидный плутон — верхнепалеозойским аналогом максутского и аргимбайского комплексов Западно-Калбинской и Жарминской зон. Если это так, то соответственно повысится и возраст гранитоидов ассоциации, поэтому на предлагаемой схеме в этой части зоны выделяется прииртышская нерасчлененная базит-гранитоидная ассоциация C_{1-3} .

По Рудноалтайской и Белоубинско-Южноалтайской зонам собраны новые материалы, уточняющие состав некоторых групп магматических пород и возраст отдельных комплексов. В частности, в Белоубинско-Южноалтайской зоне откартировано (П. В. Ермолов) трансгрессивное налегание вулканогенно-осадочных пород южноалтайского комплекса на Шумишкинский массив синюшинского комплекса, что подтверждает ранее предполагавшийся досреднедевонский возраст этой группы плутонов.

Получены данные, которые позволяют утверждать проявление на Рудном и Южном Алтае позднекаледонского, по-видимому, позднесилурийско-нижнедевонского андезито-базальтового вулканизма. Первоначально вулканогенные породы были отмечены еще в 1957 г. Г. Н. Щербой в метаморфической толще Лениногорского района, датируемой в настоящее время ранним девоном — силуром. Позднее на развитие вулканогенных пород в позднесилурийско-раннедевонском разрезе в Сажавском блоке (район низовий р. Бухтармы) указывалось М. С. Козловым. Присутствие вулканитов андезито-базальтового состава было отмечено также в нижнедевонской сарымсактинской свите в хр. Сарым-Сакты О. М. Чирко. Нами эти образования наблюдались на Южном Алтае в разрезе этой же свиты по р. Бухтарме и в зеленосланцевой толще нижнедевонского возраста юго-восточного погружения Алейского антиклинория. По степени метаморфизма вулканиты изофациальны вмещающим их отложениям.

Несмотря на сравнительно высокую изученность Рудного и Южного Алтая, в развитии магматизма этих районов остается много нерешенных вопросов. Одним из острейших является вопрос о проявлении девонского гранитоидного магматизма. Большинство исследователей приходит к выводу о широком развитии этой группы пород на Рудном Алтае. Однако недостаточная разработанность диагностических критериев затрудняет их картирование. Требуется дополнительные данные по обоснованию их возраста. Многие исследователи ставят под сомнение проявление самостоятельного нижнекаменноугольного порфирирового комплекса. Исследованиями, проведенными П. В. Ермоловым в Северо-Восточной зоне смятия (в верховьях р. Убы) и Зырянском районе, установлено, что в группу порфирировых пород здесь объединяются гетерогенные образования, в том числе породы вулканогенно-осадочного происхождения. Остается много дискуссионных вопросов по развитию базальт-риолитового комплекса Рудного Алтая, что служит причиной многообразия схем его расчленения. На Рудном Алтае, так же как и в Калба-Нарымской зоне, не решена проблема комплекса малых интрузий. Многие исследователи сомневаются в его развитии. Эти и другие вопросы ждут своего решения.

Большой интерес для понимания позднейшей истории геологического развития Зайсанской складчатой системы представляет установление в

ее пределах мезозой-кайнозойского траппового магматизма. Кроме ранее известного луговского комплекса юрского возраста образования этого типа выявлены в Кендерлыкской мульде Саура и на Южном Алтае. В Сауре возраст пород по интрузивным контактам с отложениями триаса может быть определен только как послетриасовый, на Южном Алтае — по активному контакту с отложениями верхнего олигоцена как кайнозойский или, точнее, — олигоцен-четвертичный.

УДК 552.31+553.43/45, 465 (574.42)

Б. А. ДЬЯЧКОВ, Г. П. НАХТИГАЛЬ, И. Н. ВОРОНЦОВ,
Н. П. МАЙОРОВА, А. Е. ЕРМОЛЕНКО

АО ИГН АН КазССР, ПГО Востказгеология

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОЯСА ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА, ИХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И РУДОНОСНОСТЬ

Территория Восточного Казахстана охватывает Алтае-Чингизский регион, который размещается на границе Казахстанской и Алтае-Саянской складчатых систем и прослеживается в северо-западном направлении более чем на 700—800 км при ширине 300—400 км, образует систему трех линейных параллельных геотектоногенов — Чингиз-Тарбагатайского, Жарма-Саурского и Алтайского (рис. 1), расположенных между континентальными блоками типа срединных массивов: Горноалтайского (на северо-востоке) и Балхашского (на юго-западе).

В этом регионе причины латеральной и вертикальной зональности магматитов, принципы выделения интрузивных серий, формаций, комплексов и фаз, неопределенность абсолютной геохронологии, критерии рудоносности магматизма и многие другие вопросы магматической геологии остаются дискуссионными. Они остро были поставлены при составлении региональных и крупномасштабных геологических, магматических и тектонических карт Восточно-Казахстанской серии листов как основы для прогнозно-металлогенического анализа [1, 4, 8, 9, 12, 16 и др.].

Авторами статьи с позиций гипотезы ступенчатого развития земной коры и геотектоногенов, разработанной Г. Н. Щербой [15], получены новые данные о поясовом распределении магматизма в структурах региона и специфика его рудоносности. Главными причинами различий геологического развития, вещественно-формационного состава и рудоносности магматизма Чингиз-Тарбагатайского, Жарма-Саурского и Алтайского геотектоногенов являются неодинаковая их геотектоническая позиция в системе Алтае-Чингизского региона и неоднородное геодинамическое развитие глубинных подвижных зон (ГПЗ).

Чингиз-Тарбагатайская и Алтайская краевые ГПЗ наращивали приподнятые блоки зрелого протерозойского фундамента (центральноказахстанского и горноалтайского типов), когда осевая Жарма-Саурская ГПЗ сформировалась в прогибах субконтинента сокращенной мощности. Геодинамика рассматриваемых ГПЗ и их частей в ранние, средние и поздние стадии каледонского и герцинского циклов также была неодинаковой. Наибольшей глубиной проникновения (более 250 км) и высокой

тектонсмагматической активностью обладали стержневые зоны ГПЗ, которые в ранние стадии насыщались коромантийным магматизмом с сидерохалькофильной геохимической специализацией (спилит-базальтоидная, базальт-андезит-дацитовая и другие серии). В средние стадии при активизации стержневых и тыловых зон формировались сложные сининверсионные габбро-диорит-плагиогранитовые и доботолитовые вулканоплутонические серии с халькофильным оруденением, производные metabазальт-метадiorитового слоя. И, наконец, в поздние стадии в краевых зонах образовывались пояса редкометаллоносных гранитоидов, связанных с очаговыми зонами в метакристаллическом слое.

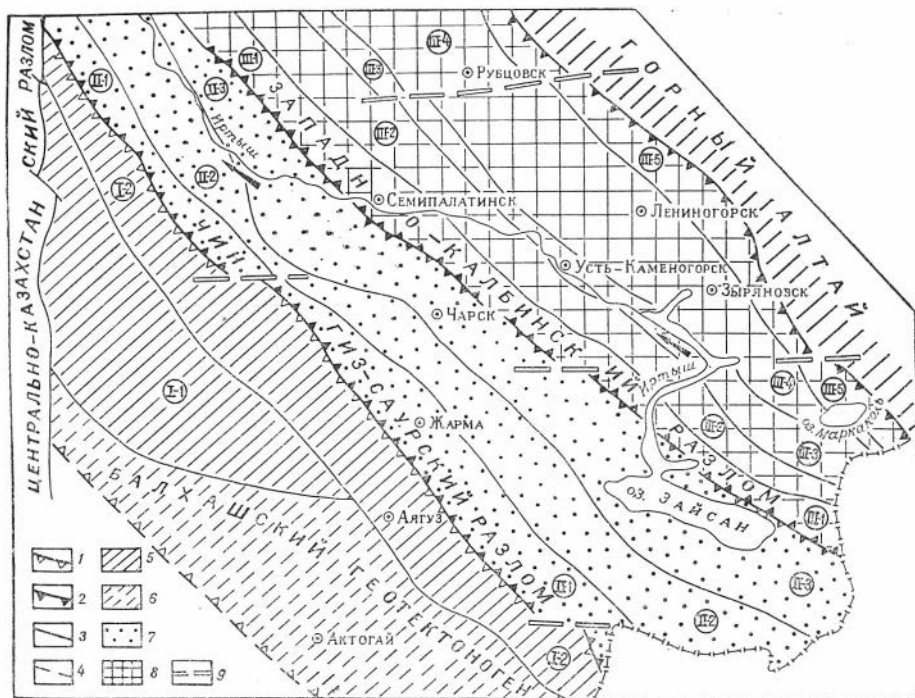


Рис. 1. Схема тектонического районирования Алтае-Чингизского региона (по Г. Н. Щербе, Б. А. Дьякову, Г. П. Нахтигалю).

Границы: 1 — каледонского, 2 — герцинского геотектоногенов, 3 — тектонических зон, 4 — предполагаемые. Геотектоногены и зоны (цифры в кружках): 5 — Чингиз-Тарбагатайский геотектоноген (I-1 — Западно-Чингизская и I-2 — Восточно-Чингизская зоны), 6 — его предполагаемое продолжение; 7 — Жарма-Саурская (II-1 — Сиректасско-Сарсазанская, II-2 — Жарма-Саурская и II-3 — Чарско-Манракская зоны); 8 — Алтайский (III-1 — Западно-Калбинская, III-2 — Калба-Нарымская, III-3 — Иртышская, III-4 — Рудноалтайская, III-5 — Холзунско-Сарымсактинская зоны); 9 — разломы

Таким образом, глубинные подвижные зоны сыграли решающую роль в зарождении, эволюции и рудоносности магматизма. По комплексу геолого-геофизических данных [10] реконструированы типовые модели земной коры для конкретных геолого-структурных зон геотектоногенов: 1 — фемические с увеличенной мощностью metabазальта (Чингиз-Тарбагатайская, Рудноалтайская и Жарма-Саурская зоны), 2 — сиалические с повышенной мощностью метакристаллического слоя (Калба-Нарымская, Сиректасско-Сарсазанская, Горноалтайская зоны),

3 — промежуточные на гетерогенном основании (Чарско-Манракская, Западно-Калбинская, Иртышская и другие зоны).

Эти типовые зоны, обладающие неодинаковой тектономагматической активностью и энергетикой, по-разному насыщались базальтоидным или гранитоидным веществом с различной геохимической специализацией: базальтоидный магматизм характерен для зон фемического типа, гранитоидный свойствен структурам сиалического профиля, а фемическо-сиалический проявлен в зонах с промежуточной ЗК. В итоге каждая зона сопровождалась своими типами вулканогенных и интрузивных формаций, закономерно разместившихся в виде ареолов и поясов

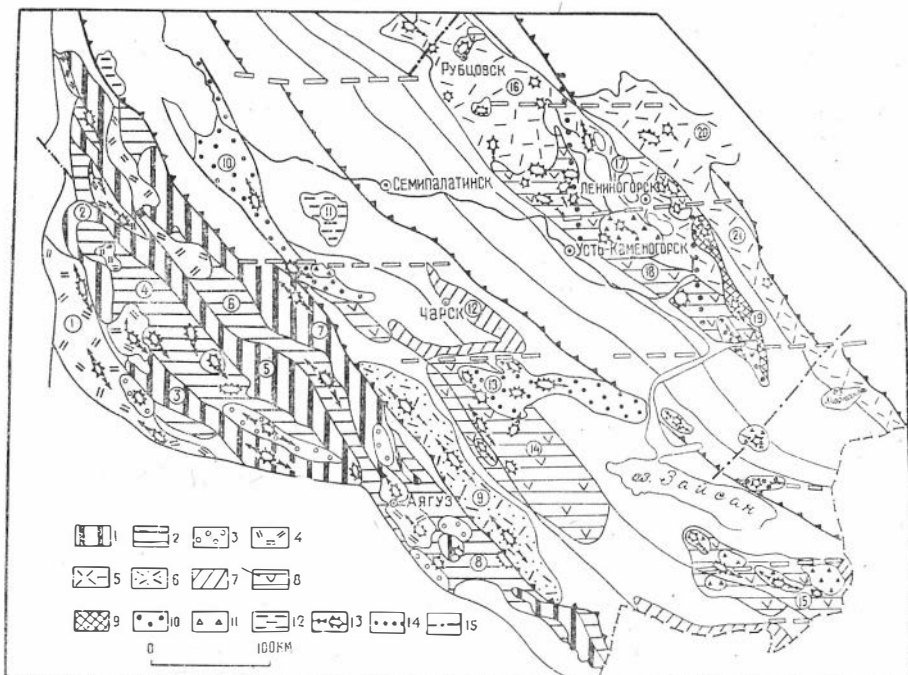


Рис. 2. Схема размещения вулканитов Алтае-Чингизского региона.

Петрологические типы: 1—4 — каледонского цикла (1 — спилит-диабазовый, андезитобазальтовый, 2 — базальт-андезитовый ранней стадии, 3 — андезитовый средней, 4 — базальт-андезит-липаритовый поздней стадий); 5—11 — герцинского цикла (5 — базальт-липаритовый, 6 — базальт-андезит-липаритовый, 7 — андезит-диабазовый, 8 — андезитовый, 9 — андезитобазальтовый ранней стадии, 10 — базальт-андезитовый, 11 — трахидацит-андезитовый, липарит-дацитовый средней стадии); 12 — трахибазальт-трахилипаритовый киммерийского цикла; 13 — вулканические центры и направление перемещения магмы; 14, 15 — глубинные магмоконтролирующие разломы. Границы геотектоногенных и зон аналогичны рис. 1. *Ареалы вулканитов* (цифры в кружках): 1 — Западно-Чингизский, 2 — Муржикский, 3 — Жауыртагинский, 4 — Абралинский, 5 — Центрально-Чингизский, 6 — Шунайский, 7 — Аркалыкский, 8 — Тарбагатайский, 9 — Сарсазанский, 10, 13 — Жанан-Бокон-Зайсанский, 11 — Семейтауский, 12 — Чарский, 14 — Терсайрыкский, 15 — Саур-Манракский, 16 — Алейский, 17 — Лениногорско-Зырянский, 18 — Бухтарминский, 19 — Кедровско-Ларихинский, 20 — Коргонский, 21 — Холзунско-Сарымсактинский

(рис. 2—4). Различие рудоносности последних и определило металлогеническую зональность региона. Рассмотрим более подробно основные ареалы магматизма Алтае-Чингизского региона.

Докембрийские пояса гипербазитов контролируются северо-западными мантийными разломами — раздвигами и объединяют мафит-ульт-

рамафитовую серию пород (Муржик-Жауыртагинский, Чарский, Иртышский и др., рис. 3). Наиболее древние образования (тела серпентинизированных гипербазитов) в разновозрастных зонах метаморфизма рассматриваются как продукты верхней мантии, поступившие в верхние этажи ЗК в процессе многократного выжимания и инъецирования. Эти пояса сопровождаются магматическими месторождениями Cr, Ni, Co, Cu, метаморфогенными золото-ртутными проявлениями, а также корами выветривания с Ni, Co, Hg.

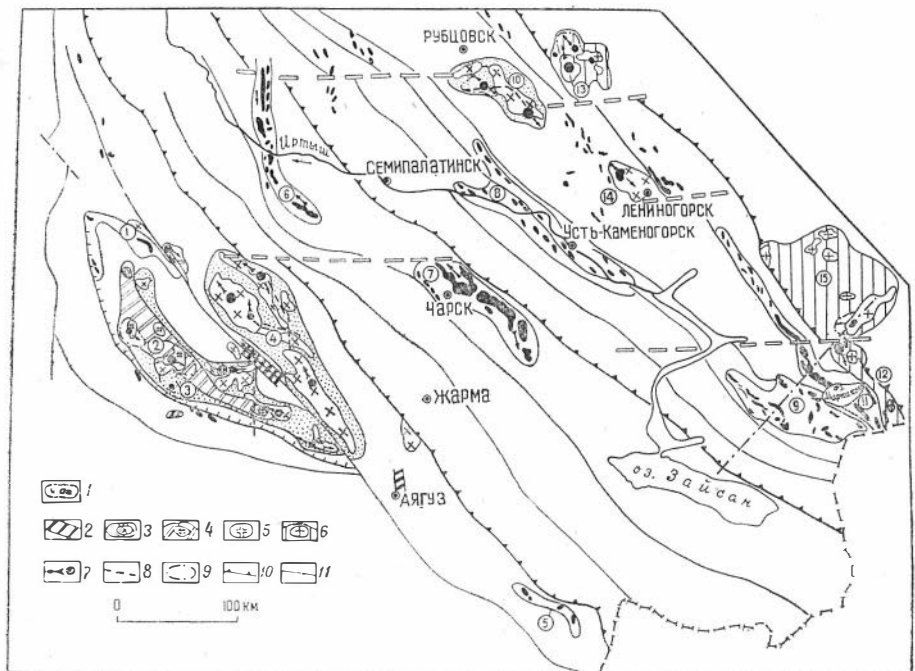


Рис. 3. Размещение каледонских интрузий.

1 — гипербазитовые пояса докембрия (?) и базитовые интрузии (нерасчлененные); 2—6 — интрузии каледонского цикла (2 — габбро-плагиогранитовые ранней стадии, 3 — габбро-диорит-гранодиоритовые и гранит-гранодиоритовые средней стадии, 4 — граносиенитовые, 5 — гранит-лейкогранитовые, 6 — гранодиорит-гранитовые поздней стадии); магмоводы: 7 — главные, 8 — трещинные; 9 — контуры скрытых интрузий; границы: 10 — геотектоногенов, 11 — тектонических зон. Другие условные обозначения см. на рис. 2. *Ареалы магматитов* (цифры в кружках): 1 — Муржик-Жауыртагинский, 2 — Кайнарский, 3 — Сарыкольский, 4 — Восточно-Чингизский, 5 — Тарбагатайский, 6 — Горностаевский, 7 — Чарский, 8 — Иртышский, 9 — Курчумо-Кальджирский, 10 — Алейский, 11 — Маркакольский, 12 — Сарымсактинский, 13 — Колыванский, 14 — Синохинский, 15 — Горноалтайский

Каледонский магматизм. В Чингиз-Тарбагатае с каледонскими рифтогенными разломами связан крупный ареал базальтоидного вулканизма зонального строения (см. рис. 2), приуроченный к поднятию поверхности метабазальта. Для первоначальных раздвигов (Жауыртагинский, Центрально-Чингизский, Аркалыкский) характерны пояса вулканитов спилит-базальтоидной серии (ϵ_1 — O_1) с железомарганцевым, серноколчеданным и колчеданно-полиметаллическим оруденением [3]. В конце раннекаледонской стадии эти трюги зарубцевались вулканитами базальт-андезит-дацитовой серии (O_2 — O_3) с главным медно-колчеданным оруденением (Cu, Zn, Pb, Au и др.). Основные промышленные объекты (Ак-

бастау, Космурун, Мизек) размещены в вулcano-тектонических структурах и приурочены к зоне Муржик-Жауыртагинского надвига.

Для среднекаледонского яруса характерны ареалы андезитоидного вулканизма с медными проявлениями — типа медистых песчаников [5]. В фокальных частях Чингиз-Тарбагатайской и Алтайской ГПЗ локализованы ареалы гранитоидов повышенной основности, отвечающие сининверсионной габбро-диорит-гранодиоритовой серии (сарыкольский, алейско-синюхинский комплексы). С ними связаны проявления Fe, Cu, Mo, Pb, Zn, Au и др.

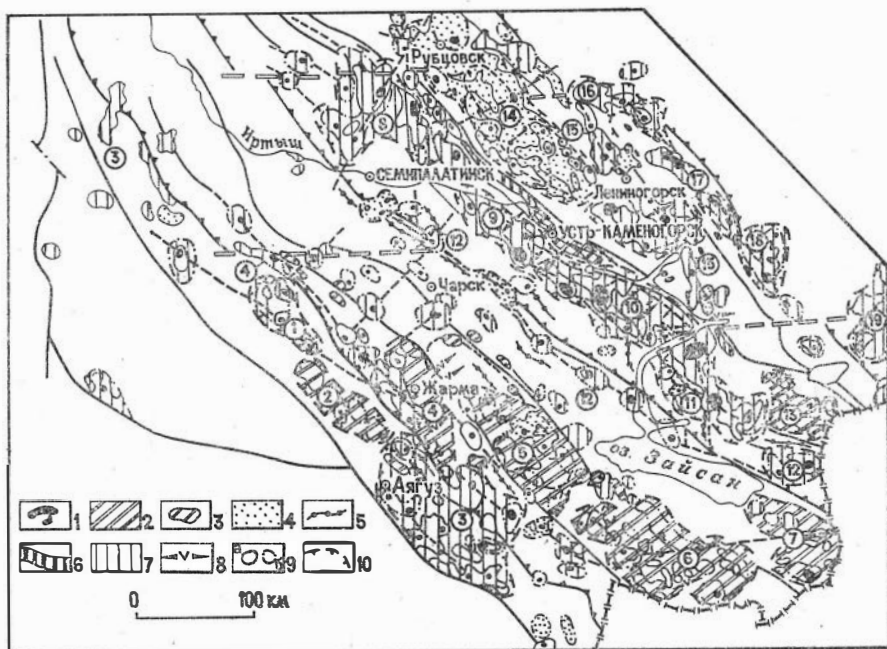


Рис. 4. Ареалы гердинских интрузий (по Г. Н. Шербе, Б. А. Дьячкову, Г. П. Нахтигалю, Т. М. Жаутикову, В. И. Титову).

1 — габбро-диабазовые; 2 — габбро-диорит-гранодиоритовые интрузии нижнего карбона; 3 — габбро-диабазовые; 4 — габбро-плагногранит-гранодиоритовые интрузии среднего — верхнего и верхнего карбона; 5 — дайки кунушского комплекса; 6 — гнейсо-плагногранитовые интрузии верхнего карбона; 7 — ареалы пермских гранитоидных интрузий; 8 — «послебатолитовые» малые интрузии и дайки верхней перми — нижнего триаса; 9 — контуры интрузий: а — обнаженных, б — скрытых; 10 — границы ареалов и поясов. Другие условные обозначения см. на рис. 1—3. Ареалы интрузий (цифры в кружках): 1 — Доголанский, 2 — Центрально-Чингизский, 3 — Окпекты-Тлеумбетский, 4 — Акбик-Акжайлауский, 5 — Терсайрыкский, 6 — Саурский, 7 — Манракский, 8—11 — Калба-Нарымский пояс (8 — Шульбинский, 9 — Северо-Западно-Калбинский, 10 — Центрально-Калбинский, 11 — Нарымский ареалы), 12 — Дельбегетей-Буранский, 13 — Курчумо-Кальджирский, 14 — Алейский, 15 — Леннингорско-Зырянский, 16, 17 — Тигирекско-Черневинский, 18 — Горноалтайский, 19 — Чингизстайский

В позднекаледонскую стадию при миграции очагов магматизма в метадiorит-метагранитовый слой сформировались девонские андезит-липаритовые и гранитоидные пояса на флангах ГПЗ (Западно-Чингизский, Горноалтайский). Объемы этих вулканитов и гранитоидов невелики, что свидетельствует об ослаблении позднего магматизма в структурах с высокой магмонасыщенностью в ранние стадии. Вулканические пояса сопровождалась рассеянным оруденением Cu, Pb, Zn, Au, Ag, гранитоидам

присуши проявления Mo, W. В Горном Алтае с последними связаны месторождения Mo, W, Bi [11].

Герцинский магматизм. Раннегерцинские ареалы базальтоидного вулканизма контролировались продольными глубинными разломами — раздвигами в стержневых зонах ГПЗ фемического типа (Рудноалтайский, Жарма-Саурский). На Алтае девонский вулканический пояс [13] приурочен к стержневой рифтогенной Рудноалтайской зоне, для которой характерна приподнятость верхней мантии, метабазальтового слоя и блоков каледонского фундамента [17]. В его строении проявилась асимметричная зональность, связанная с миграцией во времени центров активного базальт-липаритового вулканизма от Холзунско-Сарымсактинской зоны ($D_1—D_{2e}$) на юго-востоке к Рудноалтайской ($D_1—D_{2gv}$) и затем к Иртышской на северо-западе [2, 14].

Ареалы и пояса вулканитов неоднородного развития и строения различаются рудоносностью. В Алейском и Лениногорско-Зырянском блоках с высокой тектономагматической активностью образовались вулканогенно-рудные центры в узлах пересечения разломов [2]. Вдоль вулканического пояса здесь формировались линейные колчеданно-полиметаллические рудные зоны и узлы, концентрирующие основные запасы $Cu + Pb + Zn$ [17].

В Холзунско-Сарымсактинском краевом раздвиге с меньшей мощностью метабазальта проявлено стратиформное железо-марганцевое и свинцово-цинковое оруденение. Более поздний ареал дацит-андезитовых вулканитов (D_3fm) вблизи Иртышской зоны сопровождался рассеянным медно-полиметаллическим оруденением, а с локальным андезито-базальтовым вулканизмом Кедровско-Ларихинского пояса связано еще золотое оруденение (А. М. Мысник, С. Г. Кальсин).

В Жарма-Саурской стержневой зоне, отличающейся от рудноалтайских структур менее зрелым и опущенным фундаментом, слабой дифференцированностью базальтоидного вулканизма и другими признаками, не происходило заметной концентрации вулканогенного оруденения. Здесь известно стратиформное железо-марганцевое оруденение, а также многочисленные проявления Cu, Pb, Zn , иногда с Au, Ag . Лучшие перспективы имеет Терсайрыкский блок с приподнятым метабазальтовым слоем (до 22 км).

Среднегерцинский магматизм имел свои особенности развития. Поступающий ювенильный магматический материал, кроме активных стержневых зон, распространялся уже во фронтальные части ГПЗ и имел гомодромную дифференцированность в формирующихся многофазных комплексах (саурский, прииртышский, зменногорский и др.). Внутрикоровые интрузии габбро-диорит-плагиогранит-гранодиоритового состава в фокальных частях ГПЗ имели кольцевое распределение. Во фронтальных частях магматических потоков образовались магматические пояса порфириновых интрузий (бухтарминский, белоубинско-сарымсактинский комплексы); для Иртышской зоны смятия характерны гнейсо-плагиогранитовые интрузии. Герцинской активизации подвергся и восточный борт Чингиз-Тарбагатайской ГПЗ с внедрением габбро-диорит-гранодиоритовых интрузий (аягузский, бокалыкский комплексы). Образовавшаяся сложная габбро-диорит-плагиогранитовая серия ($C_1—C_{2-3}$) сопровождалась мелкими месторождениями и рудопроявлениями $Fe, Cu, Pb, Zn, Au, Mo, W$ скарнового, медно-порфирирового, гидротермального и других типов (Парыгинское, Чангское и др.).

В среднюю стадию сформировались также добатолитовые вулканоплутонические серии пород среднего — верхнего карбона (базальт-андезит-дацитовая и габбро-диабаз-плагиогранит-гранодиоритовая), обра-

зовавшие региональные секущие пояса в диагональных системах разломов (зонах растяжения). Чаще они формировались в зонах повышенной фемичности с промежуточной ЗК (Восточно-Чингизская, Жарма-Саурская, Западно-Калбинская, Иртышская) и размещались над гребневидными выступами или склонами поверхности метабазальта (глубина 22—24 км).

Максут-Петропавловский пояс габброидов в центре Жарма-Саура сопровождается медно-никелевым и титановым оруденением. Наиболее крупный Жанан-Боко-Зайсанский пояс (см. рис. 2) четко фиксируется цепочками наложенных прогибов (вулканогенными молассаами), субвулканическими и гипабиссальными интрузиями и дайками средне-основного и кислого состава (карабиюкский, салдырминский и другие комплексы) и выделяется золотоносностью.

Западно-Калбинский вулcano-плутонический пояс плагиогранит-гранодиоритов и липарит-дацитов (кунушский, калгутинский комплексы и их аналоги) контролируется протяженной зоной разлома запад-северо-западного простирания и на юго-востоке проникает в структуры Алтая. Верхнекаменноугольный возраст образований определяется четко: они прорывают средне-верхнекаменноугольные отложения и, в свою очередь, пересекаются пермскими гранитными интрузиями [7]. Этот пояс подчеркивается мобильными структурами с максимальной мощностью герцинских терригенных отложений (до 6—9 км), сложной складчатостью и разрывной тектоникой. С ним связаны проявления золото-кварцевой и золото-углеродисто-сульфидной рудных формаций. Магматические породы являются главным источником золота; частично оно извлекается из нарушенных черносланцевых отложений повышенной углеродистости. Установленные закономерности поясового размещения вулcano-плутонических серий открывают новые возможности для прогнозирования.

В позднюю стадию в связи с вертикальными сводово-глыбовыми поднятиями и центробежной миграцией очагов магматизма на флангах ГПЗ формировались продольные гранитоидные пояса пермского возраста с редкометалльно-редкоземельным оруденением (Ta, Nb, Sn, W, Mo, Zr, TR и др.) Геотектоническая позиция этих поясов также оказалась неодинаковой, что обусловило различия их по масштабности, внутреннему строению, вещественно-формационному составу и рудоносности.

На Алтае — это крупный Калба-Нарымский пояс (см. рис. 4) нормальных и лейкократовых гранитов, сопровождающийся месторождениями Ta, Nb, Cs, Sn, W и др. с профилирующим олово-танталовым оруденением, а также Тигирекско-Черневинский гранитный пояс с W—Mo специализацией. На сочленении геотектоногенов и разнородных геоблоков проявились и гранитоиды повышенной щелочности — производные более глубоких очагов магматизма, специализированные на редкометалльно-редкоземельное оруденение. Так, Дельбегетей-Буранский пояс гранитов — граносиенитов на сочленении Жарма-Саура и Алтая (см. рис. 4) продуктивен на Sn (Дельбегетей) и Ti—Zr (Караоткель). Для Акбиик-Акжайлауского пояса гранитов — лейкогранитов и щелочных гранитов характерно W—Mo и Zr—Nb—TR оруденение (Верхнее Эспе и др.). В Восточно-Чингизской зоне такую же специализацию имеет Окпекты-Тлеумбетский гранитоидный пояс герцинской активизации.

Поздние дайковые пояса контролируются северо-восточными глубинными разломами и проявлены во всех геотектоногенах (миролюбровский, бугазский, алкамергенский комплексы). Они являются «послеба-толитовыми» и пересекают все типы гранитоидов и связанные с ними рудные жилы; рудные объекты с ними пока неизвестны [6].

Таким образом, устанавливается циклично-направленное развитие магматических формаций, связанных с определенными геотектоническими циклами, стадиями и этапами развития глубинных подвижных зон Алтае-Чингизского региона. Отсюда вытекает необходимость при формационном анализе учитывать возраст, вещественно-генетические и геолого-структурные особенности, геотектоническую позицию магматических образований. Только такой подход к выделению магматических формаций, несмотря на определенные трудности и сложности, может привести к дальнейшим успехам в познании геологического и металлогенического развития региона.

Выявленная поперечная полосовая зональность в распределении магматизма и оруденения, обусловленная неоднородностями глубинного строения и геодинамического развития конкретных геолого-структурных зон, явилась основой при прогнозно-металлогеническом обобщении.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдулин А. А.* Геология Казахстана. Алма-Ата, 1981. 312 с.
 2. *Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения: (на примере Рудного Алтая)*, М., 1978. 280 с.
 3. *Геология и металлогения Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория*. Алма-Ата, 1977. 160 с.
 4. *Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500 000. Восточно-Казахстанская серия. Объяснительная записка*. Алма-Ата, 1979. 184 с.
 5. *Геологические формации и металлогения Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы* / Михайлов Н. П., Хисамутдинов М. Г., Беляев А. А. и др. Л., 1981. 223 с.
 6. *Дьячков Б. А.* Интрузивный магматизм и металлогения Восточной Калбы. М., 1972. 212 с.
 7. *Дьячков Б. А., Воронцов И. Н., Майорова Н. П.* Новые данные по геологии и рудоносности Дельбегетейского оловорудного узла. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1983, № 6, с. 8—17.
 8. *Магматические комплексы Казахстана: Чингиз-Тарбагатайская складчатая система*. Алма-Ата, 1982. 168 с.
 9. *Магматические комплексы Казахстана: Уральская и Зайсанская складчатые системы*. Алма-Ата, 1983. 220 с.
 10. *Нахтигаль Г. П.* Глубинное строение Алтае-Чингизского региона. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Алма-Ата, 1977. 22 с.
 11. *Никольская Ж. Д.* Металлогенические зоны Рудного Алтая. — Сов. геол., 1965, № 4, с. 27—35.
 12. *Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области*. Алма-Ата, 1981. 176 с.
 13. *Ротараш И. А., Трубников Л. М.* Рудноалтайский вулканический пояс. — Геол. и геофиз., 1983, № 12, с. 29—35.
 14. *Хисамутдинов М. Г.* Металлогения и полиметаллические месторождения Рудного Алтая. Л., 1978. 195 с.
 15. *Щерба Г. Н.* Геотектоногены и рудные пояса. Алма-Ата, 1979. 184 с.
 16. *Щерба Г. Н., Дьячков Б. А., Нахтигаль Г. П.* Жарма-Саурский геотектоноген. Алма-Ата, 1976. 200 с.
 17. *Щерба Г. Н., Дьячков Б. А., Нахтигаль Г. П.* Металлогения Рудного Алтая и Калбы. Алма-Ата, 1984. 240 с.
-

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ВУЛКАНИЗМА ДЕВОНА — РАННЕГО КАРБОНА ЗАЙСАНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

(опыт составления палеовулканологической карты)

Раннегерцинский вулканизм различных районов Зайсанской складчатой области изучался многими геологами, перечислить имена которых в краткой статье не представляется возможным. В последние годы по этой проблеме получены новые материалы и выводы по Алтаю — Г. Ф. Жковлевым, В. В. Авдоным [1], М. С. Козловым [3], Э. Д. Фромбергом [7], коллективом Алтайского отдела ИГН АН КазССР им. К. И. Сатпаева [6], В. С. Кузевым, Н. И. Стучевским [4], по Чарской зоне — П. В. Ермоловым, Н. В. Поляным [2], М. Ф. Микуновым [5]. Множество сведений собрано геологами-съемщиками ПГО Востказгеология. Степень изученности разных районов далеко не равнозначна. Лучше всех освещен вулканизм Рудного Алтая (благодаря работам сотрудников МГУ). Однако до сих пор нет современной единой целевой петрологической сводки по вулканизму всей складчатой области. Составленная нами карта дает, конечно, самое общее представление о вулканической деятельности в девоне — раннем карбоне, отражает вертикальную и латеральную составляющую вулканизма в разных районах, палеогеографическую обстановку его проявления.

Зайсанская складчатая область для периода D—C₁ принимается в традиционных границах между каледонидами Чингиз-Тарбагатайской и Горноалтайской складчатых систем. Ее бортовые пограничные структурно-формационные системы — Юго-Западный Алтай на северо-востоке и Жарма-Саур на юго-западе — представляли собой зоны регенерации вторичногеосинклинального режима на раздробленных блоках незавершенных каледонид (или более древних блоках) с корой континентального фемически-сиалического типа (Рудный Алтай) или субконтинентальной сиалически-фемической (Жарма-Саурская зона). Внутренняя Западно-Калбинская (Чарская) зона развивалась унаследованно с конца нижнего палеозоя в эвгеосинклинальном режиме на вторично вскрытом меланократовом основании (или на сильно утоненной переходной коре). Примыкающая к Западно-Калбинской с северо-востока Калба-Нарымская структурно-формационная зона может быть аттестована как терригенный прогиб на погруженном сиалическом блоке — осколке каледонского массива переходной коры.

Таким образом, вулканизм девона — раннего карбона развивался в зонах с гетерогенным основанием раздробленной коры различной степени зрелости. Структурно-формационные системы ограничивались поясами крупнейших синвулканических глубинных линейментов северо-западного направления, развивавшихся в девоне преимущественно как сбросы, рифтогенные зоны раздвига и растяжения земной коры, а в позднем девоне — нижнем карбоне — как надвиги и шарьяжи, зоны сжатия меланжа и т. д. Линейный тип структурно-формационных систем в сочетании с направляющей ролью глубинных разломов определил поясовое расположение вулканических ареалов. При этом во внутренних зонах складчатой области преобладал линейный морфоструктурный тип, а в бортовых системах — мозаично- и линейно-блоковый. Стиль морфо-

структуры явился определяющим для размещения и характера вулканических центров. Тип основания, степень зрелости земной коры, особенности ее эволюции (в частности, соотношение деструктивных и созидующих явлений) в течение тектономагматического цикла определяли профиль и направленность вулканизма.

Вулканизм в девоне — нижнем карбоне проявился в трех ареалах: Алтайском в северо-восточном, Жарма-Саурском в юго-западном борту Зайсанской области и Чарском в ее внутренней зоне.

Алтайский ареал. Не повторяя многие известные данные, подчеркнем лишь наиболее выясненные к настоящему времени его особенности. Юго-Западный Алтай в девоне представлял собой эпимногеосинклинальный вулканический пояс, располагавшийся на разноглубинном подвижном шельфе каледонского континентального массива Алтае-Саян. На северо-востоке этот пояс переходил в собственно материковую вулканическую зону Горного Алтая, обладавшую всеми чертами краевого орогенного пояса. На шельфе вулканический пояс формировался вначале (ранний девон) в обстановке растяжений, напоминающей рифтогенную, все более приближающейся к островодужной (поздний живет — ранний фамен) и в типично островодужный (поздний фамен — ранний карбон).

Пояс состоял из элементарно-миниатюрных вулкано-тектонических систем — островных или подводных поднятий и прогибов, сопряженных с поднятиями по глубинным разломам. Формирование пояса началось в раннем эмсе — эйфеле в условиях мозаично-блокового взламывания, растяжения континентальной коры, раскалывания и раздвигания ее блоков, что сопровождалось активизацией магматических очагов на уровнях метабаазальтового и метагранитового глубинных слоев земной коры. Вулканизм в материковой зоне проявлялся в мелководной (лагунной), частью наземной обстановке. Состав его риолит-дацитовый, повышенной щелочности. На шельфе проявился интенсивный подводный, частью островной щелочноземельный вулканизм преимущественно кислого, меньше основного и среднего состава. Специфика вулканизма Рудного Алтая состояла в проявлении его на структурах раздробленного эпибайкальского Алейско-Рубцовского жесткого сиалического массива, перекрытого маломощным комплексом дислоцированных и метаморфизованных отложений нижнего палеозоя.

С юго-запада подвижный вулканический шельф Юго-Западного Алтая в раннем девоне ограничивался сбросами фронтального к поясу рифтоподобного трога Иртышского глубинного разлома. В приконтинентальном борту трога в висячем боку разлома в среднем — позднем девоне возникло и выдвинулось шовное барьерное поднятие (терраса), сопровождавшееся зарождающейся зоной смятия. Иртышский трог, шовное поднятие с мощной полосой тектонитов и метаморфизма зоны смятия рассматриваются как закономерные структурно-эволюционные элементы системы возможного гомолога палеозоны Беньофа, существовавшей в девоне на границе блоков континентальной и переходной коры. Мы применяем термин «гомолог» для констатации отличий от классических зон Беньофа, расположенных на границе континент — океан. Во избежание недоразумений отметим, что признание зон Беньофа атрибутом геосинклинальных систем не является применением нами геодинамического механизма, исходящего из теории плитной тектоники. В позднем девоне желобообразный прогиб сместился к юго-западу от Иртышского поднятия, в Калба-Нарымскую зону. Это был фронтальный (по отношению к вулканическому поясу Юго-Западного Алтая) бассейн с терригенным выполнением (аспидная, а затем флишондная формации).

Девонский вулканический пояс Юго-Западного Алтая локализовал-

ся, таким образом, висячем боку гомолога палеозоны Беньофа. От основной Иртышской зоны висячий бок отходили крупные, более крутопадающие на северо-восток апофизы, контролировавшие вулканизм элементарных вулканогенно-тектонических систем девонского вулканического пояса Юго-Западного Алтая [4]. Выход палеозоны Беньофа на поверхность во времени, вероятно, мигрировал с северо-востока на юго-запад. Его точное местоположение определить невозможно ввиду последующих значительных латеральных сближений блоков. Анализ геологических, палеотектонических, геофизических, металлогенических данных по региону в сопоставлении с известными признаками древних сейсмофокальных зон позволяет предположить, по крайней мере, существование двух основных древних сейсмофокальных зон — гомологов палеозон Беньофа: Чарской и Иртышской, контролировавших соответственно вулканизм внешней и внутренней островодужных систем. В условиях отсутствия инструмента надежных палинпастических реконструкций проводимые актуалистические аналогии, конечно, в значительной мере субъективны. Однако, следуя предложенным приемам реставрации положения сейсмофокальных зон для Камчатки, можно полагать, что они были близки к зонам Иртышского и Чарского разломов.

Вулканизм Юго-Западного Алтая начинается средне-верхнедевонская морская формация натриевых риолитов (по легенде к карте), она же базальт-риолитовая, она же кварц-кератофировая. Это мелководная, частично островная вулканогенно-терригенная формация, мощностью от 0,5 км на остаточных поднятиях до 7 км в прогибах. Ведущей формой извержений были подводные экструзивно-лавовые купольные сооружения, местами стратовулканы или трещинные извержения. Большой размах приобрела синвулканическая и поствулканическая гидротермальная деятельность. Петрохимически породы относятся к известково-щелочному ряду калинатровой серии. Характерна общая антидромность формации и антидромность развития образующих ее комплексов. Роль натрия возрастает вверх по разрезу, роль калия в щелочах повышена в низзах формации, а по латерали она возрастает с юго-запада на северо-восток в сторону материка Горного Алтая. Генетически вулканиды принадлежат двум типам — дифференциатам подкорового очага базальтовой магмы и продуктам периферических коровых очагов.

В Алтайском ареале развития этой формации выделяются три пространственно и структурно обособленных ареала второго порядка с асинхронными интервалами проявления вулканизма, его начала и завершения и различиями в составе вулканидов: Белоубинско-Южно-Алтайский, Синошинско-Ревнюшинский и Алейский ареалы. По данным В. С. Кузубного, Э. С. Пономарева и авторов доклада, в пределах названных ареалов соответственно можно выделить из состава формаций натриевых риолитов три формации: базальт-андезит-дацит-риолитовую непрерывную последовательно дифференцированную натрий-калиевого типа, базальт-андезит-дацит-риолитовую слабоконтрастную прерывистую калинатриевого типа, базальт-риолитовую контрастную натриевого типа, четко различающихся по количественным соотношениям и последовательности различных пород, по отношениям осадочной и вулканической составляющей, по соотношению кислые — средние — основные эффузивы, коэффициенту эксплозивности, отношению калия к натрию, составу колчеданно-полуметаллического оруднения и другим признакам. Формации подразделяются на подформации и комплексы.

Верхний уровень девонского формационного ряда вулканидов Юго-Западного Алтая образует островная базальт-андезитовая, или традиционно андезит-дацитовая, формация позднего фамена (пихтовская сви-

та). Она размещается в основном на юго-западе близ Иртышского глубинного разлома, выполняя крупную раздвиговую депрессию, перекрывая без существенного перерыва формацию натриевых риолитов. Условия накопления пород формации — субаэральные и мелководные, мощность их 1000—3000 м.

Вулканы здесь главным образом центрального типа, коэффициент эксплозивности высокий — 64. Петрохимически вулканиты относятся к непрерывному щелочноземельному ряду от базальтов до риолитов с соотношением кислые — средние — основные эффузивы, равным 3,5:7,5:1. Породы выделяются пониженным значением полевошпатовой извести и щелочей, в составе которых натрий резко преобладает над калием.

В центрах активного вулканизма девона размещены и широко представлены субвулканические и гипабиссально-субвулканические фации пород кислого, среднего и основного состава, выделяемые местами в самостоятельные комплексы. Среди субвулканических и гипабиссальных пород кислого состава Е. Б. Яковлевой и Г. Ф. Яковлевым выделяются два типа — производные сухой магмы и производные подвижной магмы, обогащенной летучими, относимые к так называемым флюид-порфирным комплексам.

Вулканизм раннего карбона проявляется в позднем визе после амагматического турне-нижневизейского перерыва в условиях раздвигового прогиба, в тылу фаменской островной дуги. Это мелководная андезитобазальтовая формация (ларихинская и кедровская свиты). Она залегает в грабснообразной депрессии на нижневизейских терригенных толщах, возможно, с перерывом. Мощность формации более 2000 м. Состав вулканитов — базальты, лейкобазальты, менее распространены андезиты, дациты. Соотношение средние — основные вулканиты равно 1:5, коэффициент эксплозивности 20. В составе формации много субвулканических тел: диабазов, кварцевых габбро-диабазов, диоритовых порфиритов, а также прослоев морских осадочных пород. Средние составы базальтов приближаются к высокоглиноземистым плагиобазальтам, частью к толеитовым базальтам. Кислые породы отвечают высокоглиноземистым плагиодацитам. Натрий всегда резко преобладает над калием в составе щелочей.

К наиболее общим особенностям вулканизма девона — раннего карбона Юго-Западного Алтая относятся известково-щелочной тип, антидромность эволюции; отчетливая миграция в девоне с юго-востока на северо-запад и с северо-востока на юго-запад, коррелирующаяся с миграцией в том же направлении вулкано-тектонических систем (возможная причина — миграция позиции палеозоны Беньофа и отмирание апофиз, ее висячего бока); разноочаговый (мантийный и коровый) генезис контрастных ассоциаций вулканитов; возрастание суммарной щелочности в породах и отношения в них калия и натрия с юго-запада на северо-восток к континенту Горного Алтая; нарастание контрастных вулканических комплексов с северо-востока на юго-запад, при этом максимумы контрастности на фоне контрастности, свойственной в целом тому или иному ареалу, приходится на унаследованно развивающиеся Алейское, Синюшинское поднятия, а минимумы — на прогибы. Девонская тенденция миграции на юго-запад была осложнена в раннем карбоне рифтогенными деструкциями в тылу бывшей островной дуги с андезитобазальтовым вулканизмом в грабенах.

Сравнение типа вулканизма Юго-Западного Алтая с другими регионами позволяет отметить двойственность (переходность) черт, роднящих его, с одной стороны, с орогенным коровым вулканизмом (особенно в раннем девоне на востоке); с другой — с вулканизмом вторичных

островных дуг на коре незавершенного континентального типа, подвергшейся деструкции.

Эпикаледонский вулканизм *Жарма-Саурского ареала* развивался на погруженной и расколотой окраине Казахстанского (Чингиз-Тарбагатай) массива незавершенной континентальной (сиалически-фемической) коры. Начиная с эмса, в девоне господствовал морской, преимущественно андезито-базальтовый вулканизм. Он в раннем девоне на юго-запад к каледонидам Чингиза постепенно сменялся наземным прибрежно-морским андезит-риолитовым вулканизмом (кайдаульская свита). В геологической колонке вулканитов среднего — верхнего девона выделяется джеменейский андезито-базальтовый комплекс мощностью до 4000 м. Среди вулканогенных пород преобладают эффузивы и туфы основного состава, менее распространены андезиты, дациты, а риолиты и их пирокласты встречаются редко. Присутствуют многие субвулканические образования. Осадочные породы — песчаники, алевролиты, кремнистые алевролиты, известняки, яшмоиды. Петрохимически породы относятся к щелочноземельной серии с повышенной натриевой щелочностью.

Раннекаменноугольный вулканизм Жарма-Саурской зоны проявился в позднем турне — серпухове после амагматического перерыва в интервале фамен — начало турне. Нижние части вулканических толщ раннего карбона выделяются в куртинско-терсайрыкский андезитовый комплекс мощностью до 1600 м, сформировавшийся в мелководной и островной обстановке. В его составе преобладают эффузивы и пирокласты андезитов, менее распространены базальты, редко дациты. Осадочные породы — алевролиты, песчаники, известняки. По химическому составу вулканиты отличаются повышенной щелочностью и глиноземистостью, резким преобладанием натрия над калием.

В верхнем визе проявился субаэральный андезитовый вулканизм (сиректасский комплекс мощностью до 2000 м), характеризующийся преобладанием грубых пирокластолитов над эффузивами (андезиты, андезито-базальты), коэффициентом эксплозивности 55—60, преобладанием натрия над калием. Эволюционный ряд эпизевгеосинклинального вулканизма девона Жарма-Саурской зоны в целом отвечал тектонической обстановке линейных зон растяжения на расколотой окраине континентального массива. Зоны прогибания чередовались здесь с остаточными поднятиями. Раннекаменноугольный щелочноземельный существенно андезитовый вулканизм в основных чертах соответствует типам вторичных островных дуг. Как и девонский, он еще недостаточно изучен, в частности, не выяснены особенности латеральной, фациальной и петрохимической зональности. В раннем девоне намечается постепенный переход на юго-запад в орогенные формации (кайдаульская свита), а на северо-восток в глубоководные фации. Однако картина здесь сильно усложнена последующими тектоническими сближениями. В раннем карбоне островодужная вулcano-тектоническая система Жарминской зоны отделялась от орогенной системы Чингиз-Тарбагатай тыловым прогибом, а к концу раннего карбона вулканизм сместился на юго-запад к каледонскому массиву. Северо-восточная граница Жарма-Саурского пояса вулканизма и положение возможной палеозоны Беньофа недостаточно ясны, будучи перекрытые терригенными комплексами серпухова и последующими покровами. Условно фас пояса принимается на переходе в Кокпектинский и Знаменский фронтальные прогибы, понимаемые как междуговые бассейны.

Чарский ареал. Чарская тектоническая зона в современном выражении представляет собой шовную складчато-блоковую меланжево-покровную структуру, или так называемый «офиолитовый шов». Девон-

ский и раннекаменноугольный вулканизм воссоздается по фрагментам.

По известным ранее и новым материалам П. В. Ермолова, Н. В. Полянского [2] в девоне проявился основной вулканизм — беркутинский и караютасский комплексы мощностью до 3300 м, представленные спилит-диабазами, кварцевыми толеитами, редко щелочными оливковыми базальтами в ассоциации с яшмами, кремнистыми алевролитами. В верхах девона развиты лейкобазальты, андезито-базальты (до 25%), взрывчатые породы (до 10%) в переслаивании с кремнистыми пелитами, песчаниками, алевролитами, реже яшмами. Присутствие рифогенных фаций свидетельствует о разноглубинном рельефе дна прогиба. Петрохимически вулканы относятся к толеитовой серии, высоконатровые. На карте они выделены под названием «формации натриевых базальтов». Раннекаменноугольный вулканизм представлен андезито-базальтовой формацией (верачарский комплекс) мощностью до 2000 м. Базальты и андезиты в нем составляют 70% при соотношении 4:6, в верхах развиты андезиты, дациты, риолиты. Осадочные породы — песчаники, туфопесчаники, рифогенные известняки. Петрохимически основные породы относятся к нормальному ряду по Р. Дэли, в кислых породах щелочность повышается, повышена глиноземистость. Натрий почти всегда преобладает над калием. Имеющиеся сведения позволяют предполагать, что в раннем девоне эвгеосинклинальный вулканизм Чарской зоны проявился в глубоководной обстановке в офиолитовом трого, возникшем еще в позднем ордовике в виде зоны раздвигов, вскрывшей местами меланократовый уровень земной коры. Этот трог располагался в области сочленения Алтае-Саянского и Казахстанского мегаблоков земной коры. Для конца среднего, позднего девона и в раннем карбоне в Чарской зоне предполагается существование вулканической островной дуги, похожей на тип внешних молодых дуг, разграничивавшей котловины междуговых морей Калбы и Жарма-Саура. Положение сейсмофокальных палеозон Беньюфа и раздвигов, контролировавших вулканизм, неопределенное. Полностью Чарская зона сомкнулась с соседними мегаблоками в серпухове и оказалась перекрытой флишоидами и покровными структурами.

Вулканизм девона — раннего карбона Зайсанской складчатой области, его состав, эволюция и направленность пространственной миграции во времени находились в соответствии с типом и зрелостью земной коры в зонах и ходом развития структурно-формационных систем и всей области в доорогенном этапе, а именно с последовательным латеральным центростремительным нарастанием во времени гранитно-метаморфического слоя земной коры от бортовых зон к внутренним (процессы, создающие континентальную земную кору) в сочетании с рифтогенезом, деструкцией, ретроградно усложняющих эту тенденцию. Общая картина развития сводится к сочетанию растяжения (раздвига) и прогибания с появлением зон вторичного вскрытия метабазальтового основания (базальтоидный вулканизм), с сжатием и поднятиями с синализацией верхней части земной коры (кислый и андезитовый вулканизм). Металлогенические особенности вулканизма находятся в соответствии с его профилем.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Вулканогенные колчеданно-полнметаллические месторождения: (на примере Рудного Алтая)*. М., 1978. 275 с.
2. *Ермолов П. В., Полянский Н. В.* и др. Офиолиты Чарской зоны. — В кн.: Офиолиты. Алма-Ата, 1981, с. 103—175.
3. *Козлов М. С.* Девонская базальт-андезит-липаритовая серия Юго-Западного Алтая: геология и геотектоника. — Геол. и геофиз., 1974, № 8, с. 60—68.

4. Кузбный В. С., Стучевский Н. И. Строение и эволюция колчеданосных провинций: (на примере Юго-Западного Алтая). — Геол. и геофиз., 1983, № 11, с. 41—47.
5. Микунов М. Ф. Этапы тектонического развития Зайсанской складчатой области. — Бюл. МОИП. Отдел. геол., 1983, т. 58, вып. 2, с. 114.
6. Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области. Алма-Ата, 1981. 175 с.
7. Фромберг Э. Д. О некоторых петрографических особенностях Лениногорско-Зырянского типа порфировых интрузий на Рудном Алтае. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1978, № 4, с. 171—172.

УДК 551.263.037:551.242.31 (574.4)

М. С. КОЗЛОВ

ПГО Востказгеология

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ РУДНОГО АЛТАЯ

Рудный Алтай выделяется не только уникальной рудоносностью, но и особенностями палеозойского магматизма (в первую очередь вулканизма), тектоники, метаморфизма и т. д. Изученность региона позволяет рассмотреть эти особенности в их причинно-следственной связи и единстве. После II Казахстанского петрографического совещания 1974 г. получены многочисленные новые данные по геологии вулканогенных формаций Рудного Алтая (их строению, возрасту, петрохимии). Особенно следует отметить успехи биостратиграфии вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ, позволяющие рассмотреть динамику вулканической системы.

Рудноалтайская вулcano-тектоническая система заложилась в конце позднего силура одновременно с началом активных вулcano-тектонических процессов в краевой части Алтае-Саянской орогенной области. В последующем она развивалась как структура переходного типа на границе с Иртыш-Зайсанским геосинклинальным прогибом, на что впервые обратил внимание академик Ю. А. Кузнецов [10]. Вулканический пояс имел протяженность более 500 км при максимальной ширине до 200 км и располагался между озерами Горькое, Перешеечное, Маркаколь и реками Иртыш и Чарыш.

Элементарной ячейкой анализа динамики вулканического пояса являются палеовулканические центры и соответствующие им вулcano-тектонические структуры, выделяющиеся максимальными мощностями продуктов вулканизма, концентрированной локализацией вулканических аппаратов и другими особенностями. Периферические участки палеовулканических центров отличаются умеренной вулканической и тектонической активностью, отмеченной формированием небольших по мощности сложных вулканогенно-осадочных фаций с локально распределенными экструзирами, изолированными мелкими вулканами, горизонтами и линзами туфов.

В пределах Рудноалтайского краевого вулканического пояса выделяется семь палеовулканических центров, закономерно сменявших друг друга во времени и в пространстве: Южно-Алтайский (позднесилурийский — раннедевонский), Синюшинско-Холзунский (эмско-раннеэйфельский), Снегирихинско-Коргонский (эйфельско-раннеживетский),

Алейский (позднеживетский — раннефаменский), Нижнебухтарминский (поздннефаменский — раннетурнейский), Кедровско-Ларихинский (средневизейский — средненаменноугольный) и Сержихинский (позднекаменноугольный?). Устанавливается закономерная миграция палеовулканических центров по спирали от периферии к внутренней зоне вулканического пояса (см. рис.).

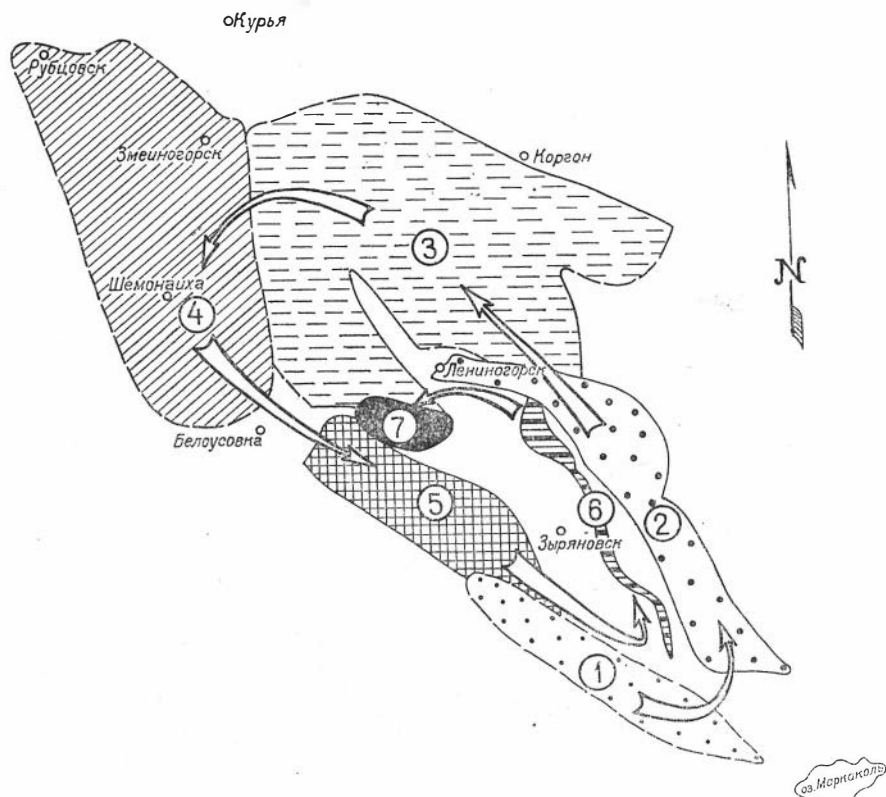


Схема миграции палеовулканических центров Рудноалтайского вулканического пояса.

Палеовулканические центры: 1 — Южно-Алтайский, 2 — Синюшинско-Холзунский, 3 — Снегирихинско-Коргонский, 4 — Алейский, 5 — Нижнебухтарминский, 6 — Кедровско-Ларихинский, 7 — Сержихинский

Параллельно с формированием палеовулканических центров и соответствующих им отрицательных вулканотектонических структур (депрессий) закладывались и развивались положительные структуры (гранитовые купола и мигматито-гнейсовые валы). Эти структуры картируются как антиклинории (Ревнюшинско-Синюшинский, Алейский, Иртышский, Курчумский, Маркакольский) и до настоящего времени интерпретируются как геоантиклинорий, остаточное поднятие, шовное поднятие и т. д. Их ядерные части сложены гранитами, гнейсо-гранитами либо гнейсово-амфиболит-мигматитовым комплексом, составляющими более 50—60% площади структуры, поэтому вопросы соответствующего структурообразования и парагенеза правильнее рассматривать совместно, в их геолого-историческом единстве. Положительные структуры в период заложения и развития фиксировались сокращенными мощностями стратифицированных отложений, угнетенными проявлениями синхронной вулканической деятельности и участием в составе литологических комп-

лексов аркозовых песчаников и конгломератов с галькой гранит-порфи- ров и гранитоидов. Литологические формации, сочетающие перечислен- ные признаки, неоднородны и мигрировали в пространстве Рудно- алтайского вулканического пояса синхронно с палеовулканическими центрами. Наиболее ранние аркозовые песчаники, конгломераты с валу- нами и галькой гранитоидов, фиксирующие размыв гранитовых и гра- нито-гнейсовых куполов и валов, установлены на склонах Маркаколь- ского купола (верховья р. Бухтармы) в основании эмской вулканоген- ной осадочной формации на южном окончании Синюшинско-Холзунской вулcano-тектонической депрессии; на склонах Синюшинско-Ревнюшин- ского купола в эйфельских отложениях (низы ильинской свиты в Лени- ногорском грабене); на склонах Алейского купола в отложениях верхне- го франа (николаевский горизонт в разрезах Камышинского и Никола- евского месторождений); на склонах Иртышского шовного гранито-гней- ссового вала в низах и верхах фамена (снегиревская свита Белоусовского месторождения, пихтовская свита в Орманских горах) и на склонах Кур- чумского вала в основании среднекаменноугольной катойской свиты (к юго-западу от оз. Маркаколь).

Аналогию гранитоидов гальки конгломератов и наиболее ранних гранитоидов полихронных массивов в ядрах куполов и валов отмечали В. И. Чернов и В. Н. Гаврилова [13], К. Г. Богданова [1] и др. Эти дан- ные свидетельствуют о том, что палеовулканические центры и соответ- ствующие им вулcano-тектонические депрессии развивались в тесной взаимосвязи с гранитовыми и гранито-гнейсовыми куполами, образуя своеобразный структурный парагенез и подчинялись общей закономер- ности динамики Рудноалтайского пояса. Однако положительные струк- туры развивались, как правило, длительнее соседних депрессий и нахо- дились в последовательной динамической связи более чем с одним па- леовулканическим центром, о чем свидетельствует полихронность их гранитоидных ядер и сложность взаимоотношений гранитоидов со стра- тифицированными и интрузивными формациями (наличие активных контактов с девонскими, в том числе аркозовыми толщами, пересечение и проплавление гранитоидов базитами и др.).

Общая направленность изменения среднего петрохимического со- става вулканогенных пород Рудноалтайского краевого пояса близка антидромной [4, 12], хотя намечаются отклонения от этой тенденции в начальной и завершающей стадиях эволюции пояса. Строение разреза и состав вулканитов позднесилурийского — раннедевонского Нижнебух- тарминского палеовулканического центра изучены лишь в его перифери- ческой (северо-западной) части [11]. Здесь роль продуктов кислого, среднего и основного магматического расплава примерно одинакова, а коэффициент палеоэксплозивности меняется от 85—90 для вулканитов основного состава до 100 для вулканитов среднего и кислого состава. Однако, как будет показано ниже, на периферической зоне вулканиче- ских центров обычны проявления андезитового и базитового вулканизма, поэтому общую характеристику Нижнебухтарминского центра нельзя считать достоверно раскрытой. В период от эмского до раннефаменско- го веков вулканизм Рудноалтайского пояса характеризовался преиму- щественно продуктами кислых расплавов и в подчиненном значении средних и основных (базальт-андезит-липаритовая формация). В позд- нем фамене — раннем турне в Нижнебухтарминском центре преоблада- ющим типом был андезитовый, подчиненное значение имели дациты и липариты (липарит-дацит-андезитовая формация). Поздневизейский — серпуховский вулканизм Кедровско-Ларихинского центра, продолжая антидромную тенденцию, практически лишен извержений кислого (липа-

ритового и дацитового) расплава, характеризующая преимущественной ролью базальтовых и андезитовых порфиритов (андезито-базальтовая формация). Лишь в позднем карбоне, завершая длительную эволюцию, в составе вулканитов Сержихинского центра наряду с андезитами вновь значительную роль играют лавы и туфы дацитов и липаритов.

Проблема генезиса материнских расплавов, определивших состав формаций Рудноалтайского пояса, решается путем анализа пространственных закономерностей распределения и последовательности извержений магм разного состава, оценки их взаимосвязи на основе степени и полноты дискретности основных типов вулканитов в пределах вулканических центров. В центрах проявления базальт-андезит-липаритовой формации локальные группировки либо отдельные крупные вулканические аппараты андезитовых и базальтовых расплавов часто пространственно обособлены от проявлений кислого вулканизма, что устанавливается по резким различиям коэффициентов палеоэксплозивности ассоциаций пород разного состава в едином разрезе и последовательном сравнении разрезов. Как правило, вулканические постройки андезитов и базальтов локализовались на периферии вулканических центров и совершенно отсутствовали в их внутренних зонах. При этом отсутствовала и сколько-нибудь строгая закономерность в последовательности поступления различных магматических расплавов на дневную поверхность. Вулканическая деятельность в Синюшинско-Холзунском палеовулканическом центре началась извержениями андезитовых расплавов, в Снегирихинско-Коргонском — базальтовых и андезито-базальтовых, а в Алейском — излияниями и эксплозиями липаритовых расплавов. Подъем к поверхности андезито-базальтов и базальтов в Синюшинско-Холзунском центре начался на заключительных стадиях его развития, главным образом после завершения извержений липаритовых расплавов, и выразился вначале в становлении Медведкинского и Ильинского стратовулканов в северной и южной оконечностях вулcano-тектонической структуры, а затем — в формировании Белорецко-Маркакольского диабазового пояса преимущественно в форме гиповулканических линейных интрузий и редких эксплозий на фоне интенсивного опускания эпивулканической депрессии и заполнения ее мощным сероцветным молассоидным комплексом. Излияния расплавов основного состава в Алейском палеоцентре проходили на стадии зрелой активности, в раннефранское время, тогда как подобная же стадия развития преимущественно андезитоидного Нижнебухтарминского центра проявилась излияниями дацитовых и липаритовых магм. Пространственная и временная обособленность извержений различных петрохимических типов магм указывает на их обособленность и на уровнях магмообразования. В пользу этого вывода свидетельствуют и результаты оценки полимодальности — дискретности петрохимического состава палеозойских формаций Рудноалтайского вулканического пояса.

Эта оценка выполнена с использованием критерия удельной валентности (V/S) кремнекислородного аниона [3], вскрывшего дискретность составов наиболее распространенных петрохимических типов магматических пород и их соответствие стехиометрическим химическим соединениям (липаритов со значением критерия 1 — соли биметакремниевой $R^{2+}Si_2O_5$ кислоты, андезитов с критерием $V/S=2$ — соли метакремниевой $R^{2+}SiO_3$ кислоты, базальтоидов с $V/S=3$ — соли пирокремниевой $R_3^{2+}Si_2O_7$ и ультраосновных расплавов с $V/S=4$ — соли ортокремниевой кислоты $R_2^{2+}SiO_4$). Значительной стабильностью и соответственно распространенностью пользуются расплавы некоторых промежуточных соединений, в частности андезито-базальтовые со значением критерия 2,5.

Использование этого критерия оправдывается также его консервативностью в условиях эпигенетических преобразований состава вулканитов, игравших в условиях Рудноалтайского пояса исключительную роль. В результате обработки более 600 полных силикатных анализов [6] установлено:

1. Во всех палеовулканических центрах Рудноалтайского краевого пояса распространены следующие петрохимические группы вулканитов: липаритовая ($V/S=0,8-1,1$), андезитовая (1,9—2,3), андезито-базальтовая (2,4—2,6), базальтовая (2,7—3,1). Максимальные объемы и соответственно наибольшая частота встречаемости в использованных анализах принадлежат петрохимическим разновидностям этих групп со значениями критерия, близкими теоретическим, т. е. 1,0; 2,0; 2,5 и 3,0. Для каждой из этих групп определены преимущественные отклонения, отражающие условия формирования расплавов, состав исходного субстрата и особенно влияние поздней и постгенетических преобразований.

2. Выделенные петрохимические группы разделены значительными интервалами дискретности, которые заполняются лишь крайними членами ряда дифференциатов и продуктами механического смешения пород (реже расплавов) разных петрохимических групп (туфами смешанного состава, ксенотуфами, ксенолавами и т. д.). Особенно велик и бесспорен этот интервал между липаритовой и андезитовой группами.

Закономерности размещения вулканитов разного петрохимического состава, их возрастные взаимоотношения, дискретность и полимодальность продуктов вулканизма Рудноалтайского краевого вулканического пояса в целом и отдельных палеовулканических центров в частности свидетельствуют, с одной стороны, об индивидуализации вещества в пределах магмогенерирующего разреза, а с другой — о единстве связей и механизма, управляющего такой сложной системой, как краевой вулканический пояс. Геодинамическая модель вулcano-тектонической системы, построенной в результате закономерной направленной миграции палеовулканических центров, может быть описана лишь в общих чертах на основе гипотезы «горячих точек» Земли [2] либо представлений о функционировании в верхах мантии мелких конвективных ячеек, выявленных в последние годы на основе данных спутниковой геодезии и гравиметрии [14]. Длительная миграция вулканических центров хорошо изучена и доказана для таких мезокайнозойских вулканических систем, как вулканический пояс Восточного рифта Африки, Гавайско-Императорской цепи вулканических островов и подводных гор в Тихом океане, хр. Китовый и Рио-Гранде в Южной Атлантике и др. [2]. Траектории миграции вулканических центров этих систем, как правило, представляют собой дуги большого радиуса и протяженности (до 1800 км и более). Примеры аналогичных поясов в палеозое (помимо Рудноалтайского) автору не известны. Своеобразие же описываемой краевой вулканической системы состоит в спиралевидной форме траектории, что характерно для интракратонных (по Е. И. Паталахе) складчатых поясов (каким является Урало-Монгольский пояс). Протяженность миграции вулканических центров Рудноалтайского пояса от позднего силура до позднего карбона превышает 1000 км.

Спиралевидный (замкнутый) тип развития Рудноалтайского краевого вулканического пояса, очевидно, обеспечил длительный, сравнительно устойчивый сосредоточенный интенсивный тепловой поток, определивший значительные метаморфические и регионально-метасоматические преобразования вулcanoгенно-осадочных толщ и, в конечном счете, их колчеданно-полиметаллическую рудоносность.

Для характеристики степени и глубины метаморфогенной перестрой-

ки вещества и картирования метаморфической зональности в условиях Рудного Алтая используются типоморфные особенности светлых слюд, количественные параметры их структуры *. На склонах гранито-гнейсовых куполов и валов толщи пород силурийского и раннедевонского возраста преобразовались в биотит-хлоритовую и хлорит-эпидотовую субфации с упорядоченным мусковитом 2М с постоянной величиной элементарного слоя $\bar{C}_{мс} = 9,97\text{Å}$. Среднедевонские отложения подверглись метагенезу (мусковит 2М с переменным $C = 9,97—9,99\text{Å}$). Эпигенез франских и более молодых отложений, содержащих гидрослюды, глинистые и смешанослойные интервалы, не выходит за пределы катагенетических преобразований [7]. Для сравнения укажем, что на внешних склонах северо-восточных депрессий вулканического пояса (Синюшинско-Холзунской и Снегирихинско-Коргонской) в горноалтайском Теректинском горсти: зеленосланцевые изменения характерны для протерозойских толщ, а преобразования ордовикских и силурийских отложений классифицируются как метагенные, причем сохранность карбонатных толщ позволяет глубоко изучать такие метастабильные формы, как внутренняя структура табулятоформных кораллов.

На фоне метаморфогенной перестройки среднепалеозойских толщ Рудного Алтая происходили грандиозные по масштабу, но еще более сложно диагностируемые региональные метасоматические и геохимические преобразования их вещества. Критерием эпигенетичности состава служит общность аномальных тенденций в разных по времени образования, составу и генезису породах геохимически единого блока. Специальные исследования показали, что содержание большинства петрогенных и рудогенных химических элементов вулканогенных и осадочных пород претерпело существенные изменения [7]. Региональная зональность этих преобразований, изученная в северо-восточной части Рудноалтайского пояса и включающая Синюшинско-Ревнюшинский гранитовый купол и Синюшинско-Холзунскую и Снегирихинско-Коргонскую вулканотектонические депрессии, определяется, в первую очередь, контрастным распределением MgO и общей щелочности $K_2O + Na_2O$ (зональность первого порядка). В магмевой зоне, локализующейся в ядерной части и склонах Синюшинско-Ревнюшинского купола, содержание MgO примерно на 30% выше, чем в таких же породах вулканотектонических депрессий, что отразилось в регионально проявленной хлоритизации всех девонских образований (включая и ультракислые). Содержания рудогенных элементов здесь близки к кларковым либо превышают их. В зоне высокой щелочности, приуроченной к депрессиям, распределение калия, натрия и других элементов подчинено зональности второго и третьего порядка [5, 9]. Это отразилось в сложнзональном распределении минеральных парагенезисов зон калишпатизации, биотитизации, альбитизации и т. д. Содержания рудогенных элементов в этой зоне (особенно свинца и цинка) в 4—5 раз ниже кларковых, что позволяет рассматривать ее как зону региональной метагенной экстракции.

Особенности полиметаллического оруденения Рудноалтайского вулканического пояса (масштабы, геохимический тип месторождений, а также тип околорудных изменений на этих месторождениях) строго соответствуют позиции месторождений в региональной метасоматической и геохимической зональности. В частности, крупнейшие полиметаллические рудные узлы региона тяготеют к шарниру и крыльям гранитовых куполов, располагаясь в магнезиальной зоне.

* Рентгеноструктурный (дифрактометрический) анализ выполнен С. И. Овчинниковым (КазГУ).

В свете изложенной выше геотектонической и петрогенетической характеристики Рудноалтайского краевого вулканического пояса следует рассматривать и диплогенетичность [15] колчеданно-полиметаллического рудогенетического процесса на Рудном Алтае. Установлены два главных этапа формирования промышленных месторождений (гидротермально-осадочный серно-колчеданный и гидротермально-метасоматический полиметаллический), разделенных проявлениями складчатости, разрывных дислокаций, внедрением порфировых и габброидных интрузий [8]. Замещение серно- и медно-колчеданных залежей минералами полиметаллического парагенезиса, процессы сернокислотного выщелачивания, сопровождающие растворение сингенетичных бисульфидов железа, и зональность месторождений указывают на важнейшее значение сингенетичных гидротермально-осадочных пород как источника серы при последующих рудогенетических преобразованиях. Закономерное и постоянное сочетание разных по генезису и тектоническому положению этапов породо- и рудообразования можно удовлетворительно объяснить лишь наличием региональных ореолов миграции рудогенных и петрогенных элементов, неизмеримо больших по площади, чем расположенные среди них серно-колчеданные залежи. Такие ореолы могли быть сформированы метаморфогенным гидротермальным флюидом — продуктом регионального метаморфизма.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданова К. Э. Интрузивные комплексы Юго-Западного Алтая. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана: Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 94. Л., 1963, с. 87—99.
2. Казьмин В. Г. «Горячие точки» Земли. — Природа, 1977, № 7, с. 104—110.
3. Козлов М. С. К вопросу об источнике и условиях образования магматических расплавов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 1, с. 21—31.
4. Козлов М. С. Девонская базальт-андезит-липаритовая серия Юго-Западного Алтая. — Геол. и геофиз., 1974, № 8, с. 60—68.
5. Козлов М. С. Распределение калия и натрия в девонских формациях зоны сочленения Горного и Рудного Алтая. — Геохимия, 1977, № 2, с. 187—198.
6. Козлов М. С. Формации нижнего и среднего девона. — В кн.: Биостратиграфия нижнего и среднего девона Рудного Алтая. М., 1980, с. 81—95.
7. Козлов М. С. Проблемы метаморфогенного рудообразования на Рудном Алтае. — В кн.: Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма. М., 1981, с. 162—175.
8. Козлов М. С., Давыдов Ф. Г. Этапы формирования сульфидных руд на колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая. — ДАН СССР, 1975, т. 225, № 3, с. 644—647.
9. Козлов М. С., Шувалов С. Я. О роли калиевого метасоматоза при рудообразовании в центральной части Северо-Восточной зоны смятия на Алтае. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана. Алма-Ата, 1965, с. 149—159.
10. Кузнецов Ю. А. Об особой роли гранитоидных интрузий в истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области. — Геол. и геофиз., 1960, № 1, с. 23—37.
11. Кильков Н. П., Козлов М. С. О стратиграфии и брахиоподах силура Рудного Алтая. — В кн.: Фауна и биостратиграфия верхнего ордовика и силура Алтае-Саянской области. М., 1978, с. 57—84.
12. Хисамутдинов М. Г. Металлогения и полиметаллические месторождения Рудного Алтая. Л., 1978. 195 с.
13. Чернов В. И., Гаврилова В. Н. Основные черты геологии и петрографии интрузивных пород Рудного Алтая. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Рудного Алтая. М., 1957, с. 99—119.
14. Liu H. S. Convection pattern and stress system under the African plate. — Phys. Earth Planet. Inter. 1977, N 15, p. 60—68.
15. Lovering T. S. Epigenetic, diplogenic, singenetic and litogene deposits. — Econ. geol., 1963, v. 58, N 3, p. 315—331.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РАСЧЛЕНЕНИЯ И ОЦЕНКИ РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТОИДОВ КАЛБА-НАРЫМСКОЙ ЗОНЫ

Несмотря на почти 50-летнее изучение геологии и рудоносности одного из крупнейших в СССР Калба-Нарымского полихронного гранитоидного плутона, минералого-геохимические исследования редкометаллических пегматитов и пневматолит-гидротермальных вольфрам-оловянных проявлений, целенаправленные минералого-геохимические исследования гранитоидов досихпор единичны [6, 14, 15] и систематически не проводились. В последнее десятилетие по Калба-Нарымской зоне проведен ряд крупных обобщений по петрологии гранитоидного магматизма и металлогении [3, 7, 9, 18], что на основе сведения разрозненных данных различных авторов (В. Ф. Кашеев, Т. К. Кашапов, Ю. А. Садовский, Е. А. Степанов, Б. А. Дьячков, Е. П. Пушко и др.) по распределению фтора, бора, лития, рубидия, цезия, бериллия, молибдена, вольфрама, олова, ниобия и тантала в породах калбинского, монастырского и миролюбовского комплексов (табл. 1, 2) в совокупности с петрохимическими построениями дает новую дополнительную информацию для формационного анализа (расчленения гранитоидных комплексов) и разработки критериев рудоносности.

В настоящем сообщении рассматриваются лишь гранитоиды калбинского, монастырского и миролюбовского комплексов. Не останавливаясь па геологической и петрографической характеристике этих комплексов, достаточно полно описанных [3, 9—11], рассмотрим петрохимическую комплексность пород перечисленных комплексов на семикомпонентных диаграммах В. Н. Лодочникова. Нанесение фигуративных точек средних химических составов гранитоидов каждой фазы и фациальной разности на эти диаграммы позволяет выявить пять обособленных комплементарных групп пород (рис. 1, 2), две из которых отвечают калбинскому ($I-I^I-I^{II}$) и монастырскому ($II-II^I-II^{II}$) комплексам. Для них характерны свои уровни содержания петрогенных элементов и величин SiO_2/Al_2O_3 , K_2O/Na_2O и CaO/MgO . В отличие от калбинского и монастырского комплексов фигуративные точки составов миролюбовского комплекса образуют две резко обособленные (дискретные) комплементарные группы пород (рис. 2).

Первая группа представлена оливиновыми диабазами, габбро-диабазами, диорит-порфиридами и монзонит-порфиридами с содержанием $SiO_2=48-64$, $Al_2O_3=19-14,5\%$ при $SiO_2/Al_2O_3=2,5-4$, $Na_2O=3,9-2,7\%$, $K_2O=0,6-2,8\%$ при $K_2O/Na_2O=0,7-1$.

Вторая группа пород (гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, лейкограниты) содержит $SiO_2=66-75,5$, $Al_2O_3=15,5-13\%$ при $SiO_2/Al_2O_3=4,2-5,8$, $Na_2O=2,0-3,9$, $K_2O=2,9-5,1\%$, при $K_2O/Na_2O=1-2$.

Резкое обособление пород второй группы (калиевых гранитов) от первой группы натриевых пород (базитовой ассоциации), несомненно, указывает на дискретность их состава и отсутствие между ними последовательных переходов. Это свидетельствует об их гетерогенности — са-

Таблица 1. Среднее содержание Na, K, F (%) и редких элементов (г/т) в породах гранитоидных формаций Калба-Нарымской зоны

Порода, фаза	Кол-во проб	Na	K	F	Li	Rb	Cs	Be	B	Sn	W	Mo	Nb	Ta
<i>Гранодиорит-гранит-лейкогранитовая формация (калбинский комплекс)</i>														
Мигматиты, I	7	3,5	2,8	0,08	109	115	21	3,7	5,9	15	1,5	0,5	15	3,0
Гранодиорит, I	45	3,7	2,2	0,18	151	125	15	5,7	9,0	17	4,9	0,8	19	4,9
Плагиогранит, I	37	3,2	2,5	0,12	140	175	12	6,9	11,0	11	3,3	1,0	23	1,5
Гранит биотитовый сред-незернистый	170	2,6	2,9	0,07	105	170	9	6,5	6,0	6	21	1,2	21	2,0
Гранит биотитовый порфирированный	130	2,6	3,3	0,09	87	199	12	7,8	7,5	8	2,0	1,3	21	3,3
Гранит биотитовый мелко-среднезернистый, II	190	2,7	3,4	0,06	77	250	12	7,5	10	9	3,2	1,2	18	3,8
Граниты двуслюдяные, II	150	2,8	3,5	0,08	121	350	15	10,1	14	12	3,9	1,4	19	4,6
Граниты двуслюдяные (дайки), III	110	3,1	3,3	0,036	160	440	16	10,8	15	13	4,1	1,4	20	4,8
Аплиты (дайки), III	63	3,3	3,2	0,02	35	281	12	3,3	6,4	5	1,9	1,3	13	1,6
Аплит-пегматиты, III	71	3,3	3,5	0,09	54	460	18	9,3	26	23	4,2	1,1	25	4,0
<i>Гранит-лейкогранитовая формация (монастырский комплекс)</i>														
Гранит биотитовый сред-незернистый, I	110	2,6	3,9	0,10	75	220	9	4,5	18	4,7	2,0	1,2	18	2,0
Гранит лейкократовый, II	110	2,8	3,5	0,12	60	235	7	5,8	10	5,5	2,8	1,2	24	2,9
Аплиты (дайки), III	36	3,6	3,2	0,02	12	140	4	2,2	9	4,5	2,0	1,1	14	0,9
Аплит-пегматиты, III	39	3,6	2,2	0,12	42	200	8	8,4	9	8,3	3,2	1,3	15	2,2
<i>Габбро-диорит-гранитовая группа формаций (миролюбовская серия)</i>														
<i>Габбро-диабаз-диоритовая формация</i>														
Габбро-диабаз, оливни-вый диабаз	64	2,7	1,9	0,13	35	78	7	2,4	30	6	1,0	1,2	70	3,5
Диорит-порфирит, микро-диорит	20	2,7	2,2	0,11	55	95	8,5	3,5	20	6	3	1,5	31	2,0
<i>Гранодиорит-гранит-алексиковая формация</i>														
Гранодиорит-порфир, I	26	3,3	2,9	0,11	87	225	7,5	3,5	18	4,5	4	2,0	34	3,0
Гранит-порфир, II	34	2,2	3,4	0,07	76	405	14	2,5	10	4	3,5	2,0	28	2,8
Лейкогранит, II	16	2,5	3,2	0,10	88	4	5	13	5,5	10	8,5	3	2,0	26
Кварцевый порфир, III	10	3,1	3,0	0,61	400	1000	25	42		5	4,7		68	20
Онгонит, III	76	3,5	2,9	1,05	277,8	1126	28	148		121	7		87	38

Примечания. 1. Среднее содержание элементов в гранитоидах всех формаций определено с учетом данных А. Р. Бутко, Б. А. Дьячкова, Т. К. Кашапова, В. Ф. Кашеева, В. В. Лопатникова, Е. П. Пушко, Ю. А. Садовского, А. Е. Степанова, В. А. Филиппова, О. Д. Старова (1963, 1978 гг.), Я. А. Косалса, Ю. И. Темникова (1983 г.).

2. Среднее содержание элементов в кварцевых порфирах и онгонитах рассчитано по данным, любезно предоставленным А. П. Осауленко.

мостоятельности базитовой и гранитовой частей миролюбовского комплекса. В то же время комплементарность гранитных даек с гранитами всех фаз монастырского комплекса, подчеркивая генетические различия этих двух групп пород миролюбовского комплекса, как будто подтверждает генетическую общность гранитных даек, отнесенных к миролюбов-

Т а б л и ц а 2. Величины индикаторных отношений элементов в породах позднепалеозойских гранитоидных формаций Калба-Нарымской зоны

Порода, фаза	K/Na	K/Rb	Mg/Li	Na/Li	Rb/Li	F/Li	F/Be	F/Ta	F/Sn	Nb/Ta	Sn/W	Sn/Ta	Rb/Cs
<i>Гранодиорит-гранит-лейкогранитовая формация (калбинский комплекс)</i>													
Мигматиты, I	0,81	243	37,7	321	1,1	7,7	216	267	53	4,9	10	5,0	5,5
Гранодiorиты, I	0,59	176	61,6	245	1,1	11,9	316	428	106	4,5	1,8	4,0	8,5
Плагиограниты, I	0,78	143	57,8	229	1,2	8,6	174	800	109	15,3	3,3	7,3	14,6
Гранит биотитовый среднезернистый	1,12	171	62,8	248	1,6	6,1	108	350	117	10,5	2,8	3,0	18,9
Гранит биотитовый порфириовидный	1,27	166	48,3	299	2,3	10,3	115	274	112	6,4	4,0	2,4	16,6
Гранит биотитовый мелко-среднезернистый, II	1,26	136	55,8	359	3,2	7,8	80	158	67	4,7	2,8	2,3	20,8
Гранит двуслюдяной, II	1,25	100	33,9	231	2,9	6,6	79	174	67	4,1	3,1	2,6	23,3
Граниты двуслюдяные (дайки), III	1,06	75	18,1	194	2,7	4,1	61	137	51	4,2	3,2	2,7	27,5
Аплиты (дайки), III	0,97	114	14,3	943	8,0	5,7	61	125	44	8,1	2,4	2,8	23,4
Аплит-пегматиты (дайки), III	1,06	76	7,4	611	8,5	16,7	97	225	39	6,2	5,5	5,7	25,6
<i>Гранит-лейкогранитовая формация (монастырский комплекс)</i>													
Гранит биотитовый среднезернистый, I	1,56	177	78,7	347	2,9	31,3	355	800	340	6,5	2,4	2,3	24,4
Гранит лейкократовый, II	1,25	106	10,1	467	3,8	20,0	207	413	218	8,2	1,9	1,8	33,5
Аплит (дайки), III	0,89	229	13,3	3000	11,6	16,7	90	222	47	15,5	2,2	5,0	35,0
Аплит-пегматиты, III	0,61	110	27,7	857	4,7	28,5	143	545	135	6,8	2,8	4,0	25,0
<i>Габбро-диорит-гранитовая группа формаций (миролюбовская серия)</i>													
<i>Габбро-диабаз-диоритовая формация</i>													
Габбро-диабаз, оливиновый диабаз	0,70	243	820	771	2,2	37,1	541	371	217	20,0	6,0	1,7	11,1
Диорит-порфирит, микродиорит	0,81	231	400	491	1,7	20,0	310	550	183	15,5	2,0	3,0	11,1
<i>Гранодиорит-гранит-аляскитовая формация</i>													
Гранодиорит-порфир, I	1,03	128	76	322	2,5	12,6	310	367	244	11,3	1,1	1,5	30,0
Гранит-порфир, II	2,00	84	40	250	5,3	9,2	280	350	175	10,0	1,1	1,4	28,9
Лейкогранит, II	1,44	69	27	272	4,1	17,3	181	323	119	7,0	2,8	2,8	35,7
Кварцевый порфир, III	0,97	30	0,08	77	2,5	15,2	145	305	109	3,4	10,8	2,6	40,0
Онгонит, III	0,83	26	0,02	12,6	0,4	3,8	71	276	87	2,3	17,3	3,2	40,2

скому комплексу, с монастырскими гранитами. Эту общность отметили В. В. Лопатников и др. [9] при анализе особенностей формирования и закономерностей пространственного размещения тех и других образований. Гомодромная последовательность формирования послемонастырских даек миролюбовского комплекса, по мнению этих исследователей, отличает их от антидромных послегранитных даек II этапа и может слу-

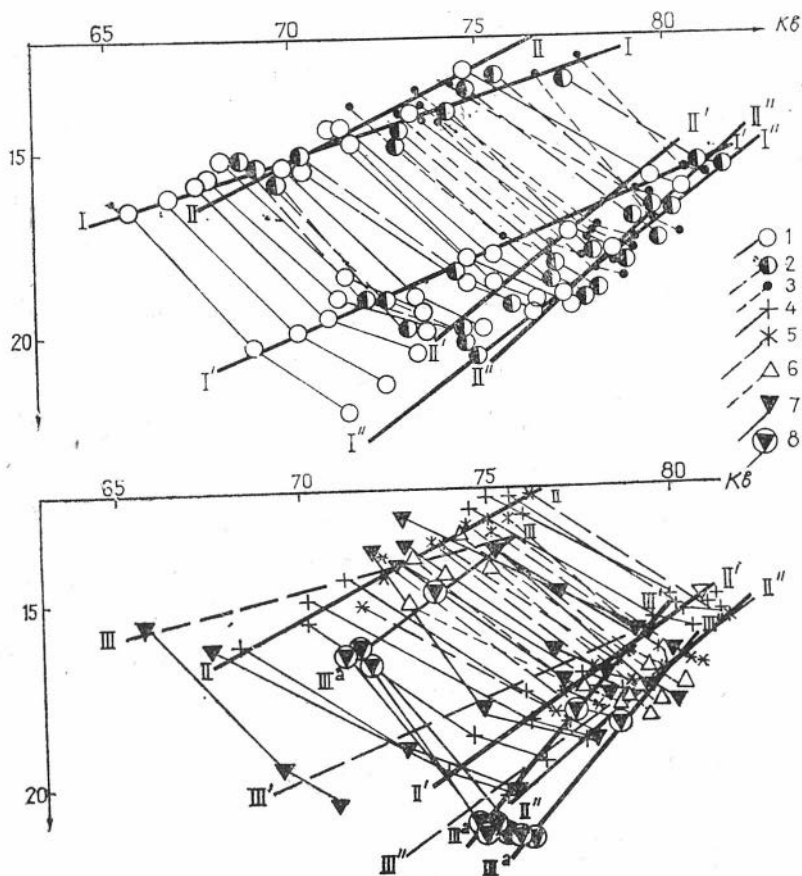


Рис. 1. Диаграммы комплементарности составов позднепалеозойских гранитоидных комплексов (формаций) Калба-Нарымской зоны.

Редкометалльно-пегматитоносная гранодиорит-гранит-лейкогранитовая формация (линии I, I', I''): 1 — гранитоиды I фазы, 2 — граниты II фазы, 3 — граниты III, IV фаз; гранит-лейкогранитовая формация (монастырский комплекс) с камерными пегматитами (линии II, II', II''): 4 — граниты I фазы, 5 — граниты II фазы, 6 — граниты III фазы; гранодиорит-гранит-алекситовая формация: 7 — гранодиориты, гранит-порфиры и лейкограниты, 8 — кварцевые порфиры и онгониты (линии III, III', III'', III^a)

жить основанием для выделения самостоятельного магматического ритма. Действительно, несмотря на комплементарность гранитных даек миролюбовского комплекса с монастырскими, их нельзя рассматривать в качестве дифференциатов остаточных магм ни калбинского, ни монастырского комплексов, так как они имеют свой собственный, хотя и совпадающий с ними ряд дифференциатов, разорванных базитами, т. е. представляют собой продукты кристаллизации гранитной магмы самостоятельного послемонастырского магматического очага.

Третья группа пород миролюбовского комплекса, представленная гранит-порфирами, кварцевыми порфирами и онгонитами, в отличие от

пород II группы имеет антидромную последовательность дифференциации (уменьшение кремнекислотности и калиевоности, увеличение глинозема и натриевоности): SiO_2 от 75,5 до 72%, Al_2O_3 от 13,7 до 16,7%, $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ — от 5,5 до 4,4, Na_2O — от 2,9 до 4,7%, K_2O — от 3,7 до 2,6% при $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ — от 1 до 0,7, характерную для пород, кристаллизовавшихся из обогащенных фтором и фторофильными РЭ онгонитовых расплавов [4, 6]. Отсюда можно заключить, что онгонитовая — натриевая ветвь представляет собой продукт кристаллизации обогащенного фтором остаточного расплава пород (гранитов) II группы миролюбовского комплекса, поэтому всю совокупность пород I, II и III групп целесообразно назвать серией, или группой формаций [8], состоящей из габбро-диабаз-диоритовой и гранодиорит-гранит-аляскитовой (онгонитовой) формаций.

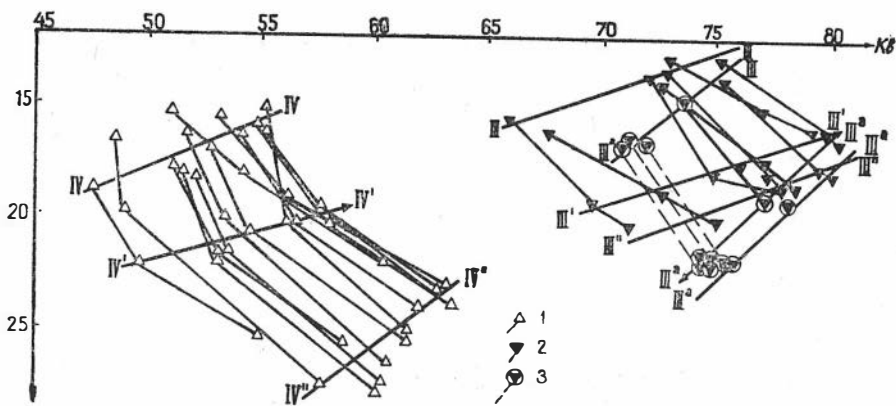


Рис. 2. Диаграммы комплементарности составов миролюбовской габбро-гранитовой серии.

1 — габбро-диабаз-диоритовая формация (линии IV, IV', IV''); породы гранодиорит-гранит-аляскитовой (онгонитовой) формации (линии III, III', III'', III^a); 2 — гранодиориты, гранит-порфиры, лейкограниты, 3 — кварцевые порфиры и онгониты

Распределение фтора, бора, молибдена, вольфрама и фторофильных РЭ в породах рассматриваемых комплексов хорошо согласуется с выделенными рядами (группами) петрохимической комплементарности (табл. 1, 2). Так, на диаграммах K/Rb — Rb , F , Li , Be , Sn , Nb/Ta (рис. 3), выделяются четыре корреляционные кривые — геохимические тренды, отвечающие четырем самостоятельным магматическим системам со своими первичными (исходными) содержаниями рубидия и величинами K/Rb отношений и направлением их эволюции от ранних фаз к поздним дифференциатам. При этом тренды калбинского (I—I), монастырского (II—II) комплексов и ранней базитовой ассоциации (III—III) отчетливо обособлены, тогда как тренд IV—IV гранодиорит-гранит-аляскитовой ассоциации миролюбовского комплекса частично совпадает с монастырским, являясь как бы продолжением его в область высокого содержания рубидия и низких значений K/Rb , т. е. отражает дальнейшую дифференциацию палингенной гранитной магмы.

Индикаторная роль отношения K/Rb как индекса дифференциации (или стандарта) гранитоидных магм [1, 4, 14, 15] успешно используется не только для выявления геохимической эволюции РЭ в процессе дифференциации гранитоидных магм, но и для расчленения гранитоидных комплексов (формаций) и оценки их редкометалльной рудоносности

[6]. Так, на диаграммах $K/Rb-F$, Li , Be , Sn , Nb/Ta (рис. 3) также выделяются четыре геохимических тренда, отражающих геохимическую специфику и геохимическую комплексность калибинского и монастырского комплексов, а также базитовой (габбро-диабаз-диоритовой) и гранитовой (гранодиорит-гранит-онгонитовой) ассоциации миролубовской серии. При этом по характеру трендов видно, что каждый из

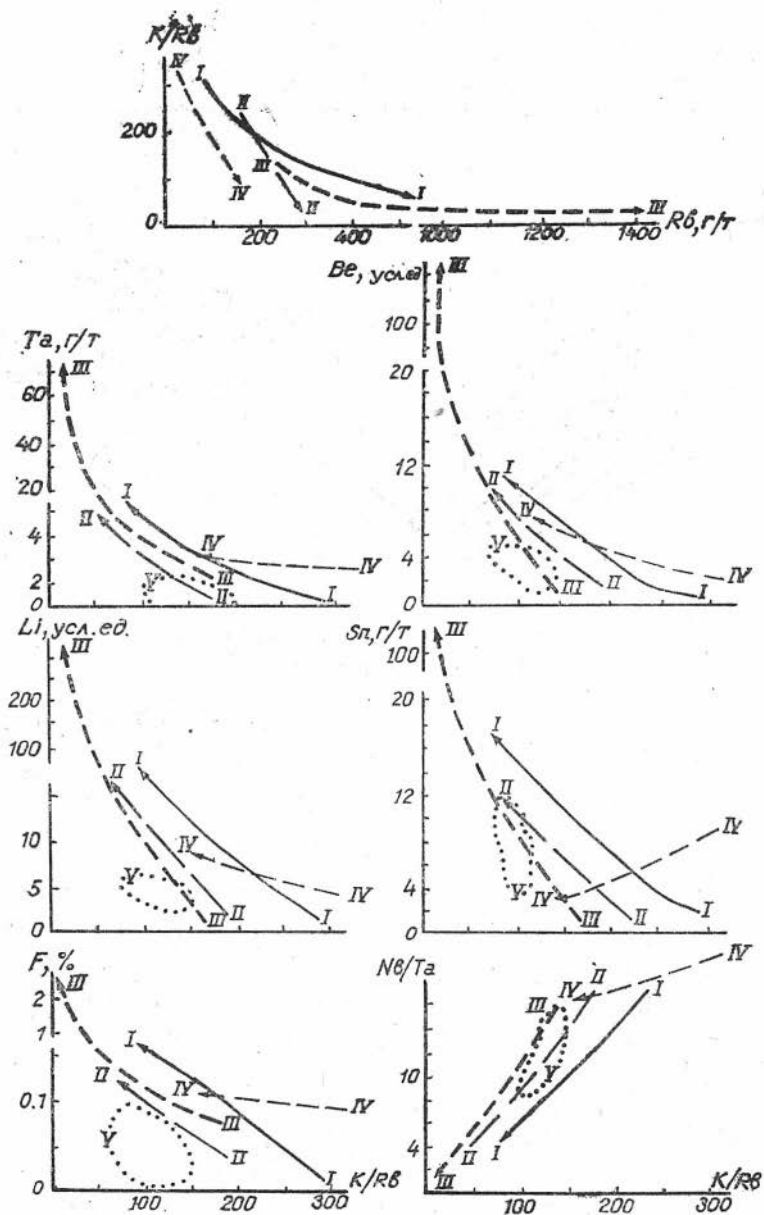


Рис. 3. Диаграммы корреляционной зависимости между $K/Rb-Rb$, F , Li , Be , Sn , $Nb/Ta-K/Rb$ в породах позднепалеозойских гранитоидных формаций.

Геохимические тренды формаций: I—I — гранодиорит-гранит-лейкогранитовой, II—II — гранит-лейкогранитовой, III—III — гранодиорит-гранит-алаякитовой, IV—IV — габбро-диабаз-диоритовой

них представляет собой самостоятельную геохимическую систему, а не продукт дифференциации какой-либо из них. Эта генетическая самостоятельность выражается прежде всего в закономерном накоплении фтора и фторофильных РЭ и снижении величин индикаторных отношений K/Rb , Mg/Li , Na/Li и др. от ранних к поздним фазам, а также от более раннего калбинского к завершающему гранит-онгонитовому комплексу (см. табл. 2, рис. 3), свойственных последовательным дифференцированным гранитоидным формациям [6]. Для каждого комплекса характерны фации дегазированных пород (аплитов, аплит-пегматитов, гранит-порфиров и др.), обособленных в виде поля V на геохимических диаграммах и отражающих существенную роль локальных процессов дегазации расплава в обособлении флюидной фазы и формировании остаточных пегматитовых расплавов — растворов [6]. Именно пространственно-временная связь даек аплит-пегматитов и лейкогранитов с редкометалльными пегматитами служит этому прямым геологическим подтверждением [12].

Таким образом, на основании проведенного комплексного петро-геохимического анализа пород калбинского, монастырского и миролюбовского комплексов достаточно уверенно можно производить их возрастное и формационное расчленение. Отнесение редкометалльно-пегматитоносных гранитоидов калбинского комплекса к гранодиорит-гранит-лейкогранитовой и интрузий монастырского комплекса, сопровождающихся камерными пегматитами, к гранит-лейкогранитовой формациям [10] полностью соответствует глобальным закономерностям формирования и геохимической эволюции пегматитоносных гранитоидных формаций [6]. В отличие от них миролюбовский комплекс, как полагают В. В. Лспатников и др. [9], представляет собой гетерогенную магматическую серию — «длинный» контрастный гомодромный ритм основных и кислых пород или группу формаций [8] габбро-диабаз-диоритовой и палингенной гранодиорит-гранит-алескитовой (онгонитовой) формаций.

Различия в исходных содержаниях фтора и фторофильных РЭ, уровнях их накопления, величинах индикаторных отношений K/Na , K/Rb , Mg/Li , Na/Li и др. и их эволюция во времени, выраженные в виде геохимических трендов, направлены в сторону закономерного накопления фтора и фторофильных РЭ в породах последовательных формаций, усиления степени, глубины и завершенности дифференциации и уменьшения фации глубинности (от мезоабиссальной через гипабиссальную к малоглубинной и субвулканической).

Относительная обедненность (околокларковое содержание) фтором, несколько (в 1,5—2 раза) повышенное содержание фторофильных РЭ в мезоабиссальных куполах калбинского комплекса определяют обособление обогащенных РЭ и летучими (водой) остаточных расплавов, из которых последовательно кристаллизовались зональные редкометалльные пегматитовые поля и свиты. В то же время гипабиссальные гранитные купола (Миролюбовский, Черновинский и др.) этой формации практически не сопровождаются редкометалльными пегматитами, но к ним приурочены кварцево-жильно-грейзеновые и штокверковые вольфрам-оловянные проявления в надинтрузивных зонах [2, 3, 18]. Эти купола обычно обладают более высоким содержанием фтора и фторофильных РЭ [6].

Гипабиссальные интрузии гранит-лейкогранитовой формации (монастырский комплекс), имея более высокий уровень накопления фтора и фторофильных РЭ, благоприятны для формирования хрусталоносных пегматитов и оловянно-вольфрамового оруденения.

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД (ГИДРОТЕРМАЛИТОВ)

Ряды, их структурные и вещественные особенности	Названия граф	Группа, подгруппа					
		Кварцево-светлослюдистая		Темноцветная		Полевошпатовая	
		Однородная	Неоднородная	Однородная	Неоднородная	Однородная	Неоднородная
I. Скрыто-, мелкокристаллические структуры; минералы-индикаторы: гидросерпичит, каолинит, смешанослойные минералы, хлорит, железистый эпидот, цеолит, барит, алуниит, опал, халцедон, адуляр, коллоидные сульфиды	1	Q+HSer+Ka	Q+HSer+(Chl+Ab+Ce)	Ep+Chl	Ep+Chl+Fsp	Fsp+Chl+(Cc+Q)	Fsp+Q+(Hm+Chl+Cc)
	2	Аргиллизитовая	Гидросерпичит-березитовая	Хлорит-пропилитовая	Полевошпат-хлорит-пропилитовая	Хлорит-фельдшпатитовая	Хлорит-фельдшпатолитовая
	3	Аргиллизит	Березит гидросерпичитовый	Пропилит хлоритовый	Пропилит полевошпат-хлоритовый	Фельдшпатит (калишпатит, альбитит) хлоритовый	Фельдшпатолит (калишпатолит, альбитолит) хлоритовый
	4	Агальматолит, гидросерпичитолит, ...	Амдермит, ...			Эйсит, гумбент, адуляр, ...	Калишпатофир, альбитофир (?), фельдшпатофир, ...
	5	Аргиллизитоиды: джасперонды, опалит, лиственит, тальк-кварц-карбонатный, гидросерпичит-карбонатный метасоматит, ...		Пропилитоиды: эпидозит, пумпеллит-пренитовый, калишпат-пренитовый, цеолит-карбонатный, карбонат-серпичит-хлоритовый метасоматит, ...		Фельдшпатитоиды: апатит-хлорит-карбонатный, апатит-аршшовитовый метасоматит, ...	
	6	Ар	Бг	Пх	Ппх	Фх	Флх
II. Мелко-, среднекристаллические структуры; минералы-индикаторы: серпичит, диаспор, пирофиллит, корунд, андалузит, актинолит, эпидот маложелезистый, биотит, турмалин, роговая обманка, разнообразные сульфиды	1	Q+Ser	Q+Ser+(Chl+Cc+Fsp)	Ep+Act	Ep+Act+Fsp+(Bt)	Fsp+Act+(Q)	Fsp+Q+Act+(Bt)
	2	Вторичнокварцитовая	Серпичит-березитовая	Актинолит-пропилитовая	Полевошпат-актинолит-пропилитовая	Актинолит-фельдшпатитовая	Актинолит-фельдшпатолитовая
	3	Вторичный кварцит	Березит серпичитовый	Пропилит актинолитовый	Пропилит полевошпат-актинолитовый	Фельдшпатит (калишпатит, альбитит) актинолитовый	Фельдшпатолит (калишпатолит, альбитолит) актинолитовый
	4	Алюмокварцит, ...	Серпичитолит, ...	Уралитит, ...	Гельсинкит, щелочно-амфиболовый пропилит, кульпит, ...		Вторичный сениит, ...
	5	Вторичнокварцитоиды: андалузит-корундовый, серпичит-пирофиллитовый, диаспоровый метасоматит, ...	Березитоиды: лиственит, кварц-хлорит-турмалиновый, кварц-хлорит-карбонатный, серпичит-карбонатный метасоматит, ...	Пропилитоиды: актинолитовый, турмалин-хлорит-актинолитовый метасоматит, ...		Фельдшпатитоиды: турмалин-калишпатовый метасоматит, ...	
	6	Вк	Бс	Па	Ппа	Фа	Фла
III. Средне-, крупнокристаллические структуры; минералы-индикаторы: мусковит, топаз, разнообразные амфиболы и пироксены (в том числе щелочные), клиноцоцит, цонзит, гранат, везувин, биотит, магнетит, титаномagnetит	1	Q+Ms	Q+Ms+(Fsp+Chl+Cc)	Pu+Amf+(Gr+Ep)	Pu+Amf+Fsp+(Gr+Ep)	Fsp+Rib+(Eg+Bt+Q)	Fsp+Q+Bt
	2	Грейзеновая	Березито-грейзеновая	Скарновая	Полевошпат-скарновая	Щелочно-амфибол-фельдшпатитовая	Биотит-фельдшпатолитовая
	3	Грейзен	Березито-грейзен	Скарн	Скарн полевошпатовый	Фельдшпатит (калишпатит, альбитит) щелочно-амфиболовый	Фельдшпатолит (калишпатолит, альбитолит) биотитовый
	4	Штокшайдер, цвигтер, ...		Скарн известковый, магнезиальный, ...		Фенит, альбит-калишпатовый метасоматит, щелочной метасоматит, ...	Апогранит, вторичный аляскит, квальмит, каммалит, ...
	5	Грейзеноиды: кварц-топазовый, топаз-слюдяной, флюорит-карбонат-слюдяной, флюорит-полевошпат-слюдяной метасоматит, ...		Скарноиды: гранат-скаполит-полевошпатовый, пироксен-полевошпатовый метасоматит, плагиноклазит, ...		Фельдшпатитоиды: щелочно-амфибол-эгриновый, магнетит-эгриновый метасоматит, ...	
	6	Гр	Бм	Ск	Скп	Фщ	Флб

Примечание. Названия граф: 1 — типоморфные минералы статистически устойчивой ассоциации (Ab — альбит, Act — актинолит, Amf — амфибол, Bt — биотит, Cc — карбонат, Chl — хлорит, Eg — эгирин, Ep — эпидот, Fsp — полевошпат, Gr — гранат, Hm — гематит, HSer — гидросерпичит, Ka — каолинит, Ms — мусковит, Pu — пироксен, Q — кварц, Rib — рибекит, Ser — серпичит); 2 — название этой ассоциации; 3 — название соответствующего гидротермалита (метасоматита); 4 — его разновидности, имеющие собственные названия; 5 — фацальные аналоги; 6 — общий индекс гидротермалитов одного вида.

Прогрессивное накопление фтора и фторофильных РЭ в породах наиболее молодой гранодиорит-гранит-аляскитовой формации в условиях, препятствующих существенной дегазации в зависимости от условий кристаллизации, приводит к формированию как субвулканических даек редкометалльных онгонитов [11], так и малоглубинных куполов редкометалльных гранитов [16, 17], представляющих собой гипабиссальные аналоги редкометалльных пегматитов, в отличие от них резко обогащенных фтором [4, 6]. Наличие надынтрузивных штокверковых зон вольфрам-оловянного оруденения, представленных альбитовыми, кварц-альбитовыми, кварцевыми и слюдяно-кварцевыми прожилками с топазом, флюоритом, шеелитом, касситеритом, колумбитом с повышенным содержанием фтора и фторофильных РЭ, находится в полном соответствии с минералого-геохимическими особенностями литий-фтористых гранитов и онгонитов. Наряду с штокверками в эндо-экзоконтактовых зонах редкометалльных гранитов развиваются редкометалльные цвиттеры, кварц-топазовые, топазовые и слюдяно-топазовые экзогрейзены и альбитовые метасоматиты [4, 6], поиски которых — задача первостепенная при оценке геохимических аномалий в пределах вольфрам-оловянных штокверковых рудопроявлений.

В заключение следует подчеркнуть, что наличие не менее трех геохимических типов пространственно разобщенных оловянно-вольфрамовых, вольфрам-оловянных и оловянных штокверковых и грейзено-жилвных проявлений, связанных с разновозрастными гранитными формациями, необходимо учесть при прогнозно-металлогенических исследованиях и выявлении новых, нетрадиционных для Калба-Нарымской зоны типов редкометалльного оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров И. В. К геохимии редких и рудных элементов в гранитоидах. М., 1980. 199 с.
2. Боголепов В. Г. Минералогическое картирование верхних выклиниваний магматогенных рудных полей как основа повышения эффективности поисков скрытого оруденения. — В кн.: Геология месторождений полезных ископаемых Казахстана и проблемы их изучения. Алма-Ата, 1982, с. 109—133.
3. Дьячков Б. А. Интрузивный магматизм и металлогения Восточной Калбы. М., 1972. 210 с.
4. Коваленко В. И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. М., 1977. 206 с.
5. Косалс Я. А. Геохимия редких элементов в гранитоидах зон тектономагматической активизации: (Забайкалье, Восточные Саяны). — В кн.: Геохимия золота, редких и радиоактивных элементов. Новосибирск, 1981, с. 58—65.
6. Косалс Я. А., Темников Ю. И. Пегматитоносные гранитоиды Забайкалья. Новосибирск, 1983. 231 с.
7. Кузубный В. С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата, 1975. 342 с.
8. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., 1964. 387 с.
9. Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана / Лопатников В. В., Изох Э. П., Ермолов В. П. и др. М., 1982. 248 с.
10. Палеозойский гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского пояса / Леонтьев А. Н., Литвиновский Б. А., Гаврилова С. П., Захаров А. А. Новосибирск, 1981. 246 с.
11. Пушко Е. П. и др. О находке литий-фтористых гранит-порфиров (аналогов онгонитов) в Калба-Нарымском рудном поясе. — В кн.: Геохимия, геология и минералогия месторождений редких элементов. Алма-Ата, 1978, с. 3—11.
12. Пушко Е. П., Садовский Ю. А. и др. Оловоносные проявления Калба-Нарымской структурно-формационной зоны и их морфогенетические особенности. — В кн.: Новые данные по геологии, геохимии и минералогии месторождений редких элементов Казахстана. Алма-Ата, 1980, с. 28—38.

13. *Пушко Е. П., Лопатников В. В.* и др. О взаимоотношениях даек и редкометалльных пегматитов. — В кн.: Основы и принципы прогнозирования, поисков и оценки гранитных пегматитов. Алма-Ата, 1982, с. 28—38.

14. *Ставров О. Д.* Основные черты геохимии лития, рубидия, цезия в процессе становления гранитных интрузивов и связанных с ними пегматитов. М., 1963. 142 с.

15. *Ставров О. Д.* Основные черты геохимии лития, рубидия, цезия в магматическом процессе. М., 1978. 214 с.

16. *Степанов А. Е., Мякишин Н. И., Маслов В. И.* Геолого-морфологические особенности гранитов из глубокоскрытых олово-редкометалльных рудных полей. — В кн.: Новые данные по геологии, геохимии и минералогии месторождений редких элементов Казахстана. Алма-Ата, 1980, с. 18—32.

17. *Степанов А. Е., Лопатников В. В.* и др. Новые данные об олово-редкометалльных проявлениях Нарыма. — В кн.: Геология, геохимия и минералогия месторождений редких элементов. Алма-Ата, 1978, с. 30—38.

18. *Щерба Г. Н., Дьячков Б. А., Нахтигаль Г. П.* Металлогения Рудного Алтая и Калбы. Алма-Ата, 1984. 239 с.

УДК [528.7(203):550.3]:551.22(574.4)

Т. Б. САРГАСКАЕВ, О. М. КОЗЛЕНКО

ПГО Казгеофизика

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МАТЕРИАЛОВ КОМПЛЕКСНЫХ АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИХ СЪЕМОК ПРИ КОРРЕЛЯЦИИ, РАСЧЛЕНЕНИИ ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ И ЛОКАЛЬНОМ ПРОГНОЗИРОВАНИИ В КАЛБА-НАРЫМСКОМ И АКТОГАЙСКОМ РАЙОНАХ

Под комплексной аэрогеофизической съемкой понимается аэромагнитная и аэрогамма-спектрометрическая съемка, выполняемая с одного авианосителя (самолета, вертолета). Аэромагнитная съемка проводится прстонными и квантовыми магнитометрами практически с любой заданной точностью ($\sigma = \pm 0,1—5$ нТ). Аэрогамма-спектрометрия (АГСМ-съемка) определяет концентрацию естественных гамма-излучателей (урана, тория и калия) в поверхностном слое горных пород и рыхлых отложений по энергии и плотности потока гамма-квантов. Для определения концентраций радиоактивных элементов (РАЭ) в АГГФЭ применяется аэрогамма-спектрометрическая станция второго поколения АГС-71, измеряющая кларковые концентрации урана с точностью $\pm 0,4 \times 10^{-4} \%$, тория $\pm 1,0 \times 10^{-4} \%$, калия $\pm 0,15 \%$, а общую радиоактивность с точностью $\pm 0,15$ мкр/ч. Точность АГСМ-съемки в сравнении с кларками наиболее распространенных пород иллюстрируется табл. 1.

Ниже приводятся результаты интерпретации материалов крупномасштабных аэрогеофизических съемок по отдельным фрагментам Актогайского и Калба-Нарымского рудных районов.

В 1978—1982 гг. в районе Колдарского рудного узла, относящегося к молибден-медно-порфиrowому формационному типу, АГГФЭ проведена аэромагнитная съемка повышенной точности на площади 10 800 км² приборами ЯМП-3 и АГС-71М ($\sigma_{\text{ср}} = \pm 5$ нТ). Непосредственно над Колдарским рудным полем проведена повысотная аэромагнитная съемка на четырех уровнях (50, 150, 250 и 500 м). Комплексная интерпретация дан-

Таблица 1. Характеристика точности измерения кларковых концентраций
РАЭ АГСМ-методом (станция АГС-71-С)

Оболочка литосферы и горные породы	Кларки РАЭ			Отношение кларка к точности АГС-71-С			Относительная погрешность изм. АГС-71-С (%)		
	урана (10 ⁻⁴ %)	тория (10 ⁻⁴ %)	калия (%)	урана	тория	калия	урана	тория	калия
Континентальная литосфера без осадочного чехла	1,5	7,8	1,8	3,7	7,7	12,5	27	13	8
Гранитная оболочка земной коры	2,6	14,0	2,7	6,7	14,3	16,7	15	7	6
Граниты	3,0	17,0	3,5	7,7	16,7	25,0	13	6	4
Гранодiorиты	2,5	12,0	2,52	6,3	12,5	16,7	16	8	6
Породы средней основности	2,0	8,5	1,5	5,0	8,3	10,0	20	12	10
Породы основного состава	—	4,0	0,7	—	4,0	4,5	—	25	22
Ультрабазиты	—	0,004	0,05	—	0,0004	0,0033	—	25000	300
Сланцы	—	12,0	2,7	—	12,5	16,7	—	8	6
Осадочные породы, песчаники	—	1,7	1,32	—	1,7	9,1	—	59	11
Карбонатные породы	—	1,7	0,28	—	1,7	1,85	—	59	54

Примечание. Паспортные измерения кларковых концентраций для РАЭ (АГС-71-С) $\sigma_U = \pm 0,4 \times 10^{-4}\%$, $\sigma_{Th} = \pm 1 \times 10^{-4}\%$, $\sigma_K = +0,15\%$.

ных аэромагнитных и гравиметрических съемок позволила уточнить схемы геологического строения палеозойского фундамента, выработать новые критерии применения магниторазведки для поисков молибден-медно-порфирового оруденения и дать соответствующие поисковые рекомендации.

Северо-Балхашская ветвь Прибалхашско-Илийского вулканического пояса накладывается на существенно осадочные образования Североджунгарского мегасинклиория и девонские осадочно-вулканогенные толщи Тарбагатайского мегантиклиория (рис. 1). Строение вулканического пояса представляется в виде системы положительных и отрицательных вулканотектонических структур. Основные из них следующие: 1) Тайсоган-Колдарская горстовая морфоструктура с Колдарским фокальным центром вулканизма и магматизма; 2) Актогайский прогиб, 3) Кызылкайнарская и Сасыккольская верхнепермские вулканотектонические депрессии; 4) Байтюлинская и Центральная вулканокупольные структуры.

Тайсоган-Колдарская область каменноугольного вулканизма с востока и севера ограничена системой верхнепермских вулканотектонических депрессий, образующих единую зону раздвигов длиной порядка 150 км. Колдарский массив диоритов — гранодиоритов актогайского комплекса С₃, вмещающий медно-порфировые месторождения, вписывается в сложную кольцевую структуру диаметром порядка 30 км, названную нами Колдарским фокальным центром вулканизма и магматизма II рода (с внеструктурным подводющим каналом). Указанная структура (рис. 2—4) характеризуется интенсивными положительными аномалиями Δg и $(\Delta T)_a$.

По результатам повысотной аэромагнитной съемки над Колдарским массивом магнитное поле $(\Delta T)_a$ при высоте полета 50 м носит мо-

заичный характер, отличаясь многочисленными экстремумами относительной интенсивности 30—500 нТ и площадью от 200×200 до 700×1000 м, причем большинство экстремумов исчезает при высоте полета 150 и 250 м. По данным количественных расчетов глубин до верхней и нижней кромок объектов, локальные экстремумы вызваны поверхност-

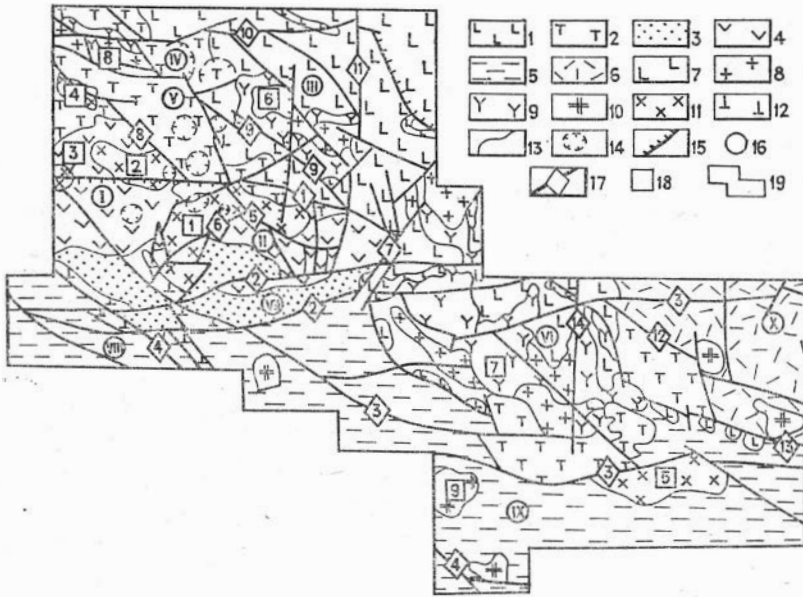


Рис. 1. Схема геологического строения палеозойского фундамента.

Верхнепалеозойский структурный этаж (C_1v_3 — P_2): 1 — трахибазальтовая квазиplatformенная формация (бакалинская свита P_2) — эффузивы трахибазальтового, базальтового и андезито-базальтового состава, 2 — трахилипаритовая и трахидацитовая вулканогенно-молассовые формации нижней — верхней перми (колдарская и кызылжинская свиты объединенные), 3 — сероцветно-молассовая формация (кунгисаякская C_3 и тарунгенская P_1 свиты), 4 — дацит-андезитовая вулканогенно-молассовая формация (керегетасская свита C_{2-3}). **Среднепалеозойский структурный этаж:** 5 — флишиодная и кремнисто-туффитовая формация S — C_1v_1 (в Северо-Джунгарском мегасинклинии), 6 — девонские орогенные вулканы, преимущественно кислого состава (в Тарбагатайском мегантиклинории); 7 — субвулканические тела основного состава. **Интрузивные образования (глубинные контуры по геофизическим данным)** (кызылкайнарский комплекс P_2^2): 8 — субщелочные граниты и граносиениты III фазы, 9 — сиениты и монцониты I фазы; 10 — кумжальский комплекс P_2^1 , граниты и гранодиориты; 11 — актогайский комплекс $C_3^?$: диориты, гранодиориты, реже граниты; 12 — серпентинизированные ультрабазиты (протрузии); 13 — границы геологических образований (поверхностные и глубинные); 14 — элементы кольцевых вулканических структур; 15 — разломы по геофизическим материалам; 16 — основные тектонические структуры (цифры в кружках): I — Тайсоган-Колдарская горстовая морфоструктура, II — Колдарский концентр вулканизма (C_{2-3}) и магматизма ($C_3^?$), III — Кызылкайнарская вулканотектоническая депрессия, IV — Байтюлинская вулканокупольная структура, V — Центральная вулканокупольная структура, VI — Сасыккольская вулканотектоническая депрессия, VII — Актогайский прогиб, VIII — Арганатинский синклиорий, IX — Тастауский синклиорий, X — Южно-Тарбагатайская линейная горстовая морфоструктура; 17 — основные разломы (цифры в ромбиках): 1 — Колдарский, 2 — северные виргации Тюлькулам-Сасыккольского разлома, 3 — южные виргации Тюлькулам-Сасыккольского разлома, 4 — Главный Джунгарский (Алакольско-Джунгарский), 5 — Актогайский, 6 — Колдарский Южный, 7 — Чинрауский, 8 — Жузагачский, 9 — Кызылкайнарский, 10 — Тесиккудукский, 11 — Карааульский, 12 — Сасыккольский Северный, 13 — Сасыккольский Южный, 14 — Бакалинский; 18 — главные интрузивные массивы (цифры в квадратах): 1 — Колдарский, 2 — Жузагачский, 3 — Аягузский, 4 — Тогушенский, 5 — Кочкаркольский, 6 — Кызылкайнарский, 7 — Сасыккольский, 8 — Караобинский 9 — Сарыкумский; 19 — площадь аэромагнитных съемок масштаба 1:25 000, проведенных АГГФЭ в 1978—1981 гг.

ными неоднородностями в диоритовом массиве, развитыми на глубине до 350 м. При высоте полета 500 м массив фиксируется сравнительно однородной положительной аномалией (ΔT) α интенсивностью +250—700 нТ. Обращает на себя внимание тот факт, что избыточные гравитационные массы сосредоточены в западной части Колдарского массива, в то время как интенсивность магнитных аномалий увеличивается с запада на восток.



Рис. 2. Магнитное поле (ΔT) α по Колдарскому фокальному концентру.

Изолинии ΔT α (нТ): 1 — положительные, 2 — нулевые, 3 — отрицательные; 4 — молибден-медно-порфировые месторождения

По степени неоднородности (ΔT) *a* западная часть массива не отличается от восточной. По нашему мнению, обе части Колдарского массива находятся на одинаковом неглубоком уровне эрозионного вскрытия. Западная часть рассматриваемого интрузива охвачена метасоматическими процессами (кремний-калиевый метасоматоз), приведшими к уменьшению намагниченности диоритов без существенного изменения плотности.

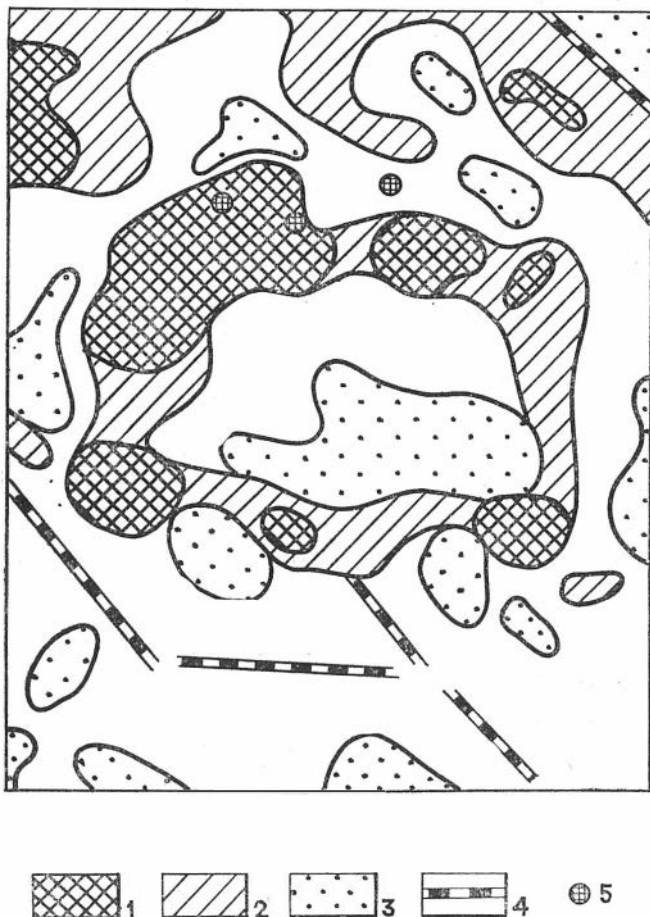


Рис. 3. Схема элементов гравитационного поля по Колдарскому фокальному концентру.

Аномалии Δg : 1 — положительные высокой интенсивности, 2 — то же умеренной интенсивности, 3 — отрицательные; 4 — линейные зоны высокого градиента Δg ; 5 — молибден-меднопорфировые месторождения

Отсутствие диоритов в районе месторождения Кызылкия может быть естественным образом объяснено незначительным проявлением гибризма в связи с изменением разреза пород кровли в сторону более кислых разностей на северо-востоке массива.

Таким образом, отвлекаясь от деталей, следует отметить, что интрузивы актогайского комплекса при глубине залегания до 500 м уверенно выделяются интенсивными положительными аномалиями Δg (до 10 мгл) и (ΔT) *a* (250—800 нТ), четко отличаясь от пострудных интрузий кызылкайнарского комплекса P_2 [положительные аномалии (ΔT) *a* и отрицательные аномалии Δg] и кумжальского комплекса P_2^1 [положительные аномалии (ΔT) *a* и нейтральное поле Δg].

В геологическом строении рудного узла участвуют андезиты керее-тасской свиты, прорванные многофазным Колдарским массивом: I фаза — габбро-диориты, габбро-диабазы; II фаза (главная) — диориты, гранодиориты, монзониты; III фаза — биотитовые, лейкократовые граниты и адамеллиты. Фаза дополнительных интрузий представлена гранодиорит-порфирами, дайковая серия разнообразна — от гранит-порфиров до диабазовых порфиритов. Широко проявлен кремний-калиевый метасоматоз и гибридность в периферической части массива.

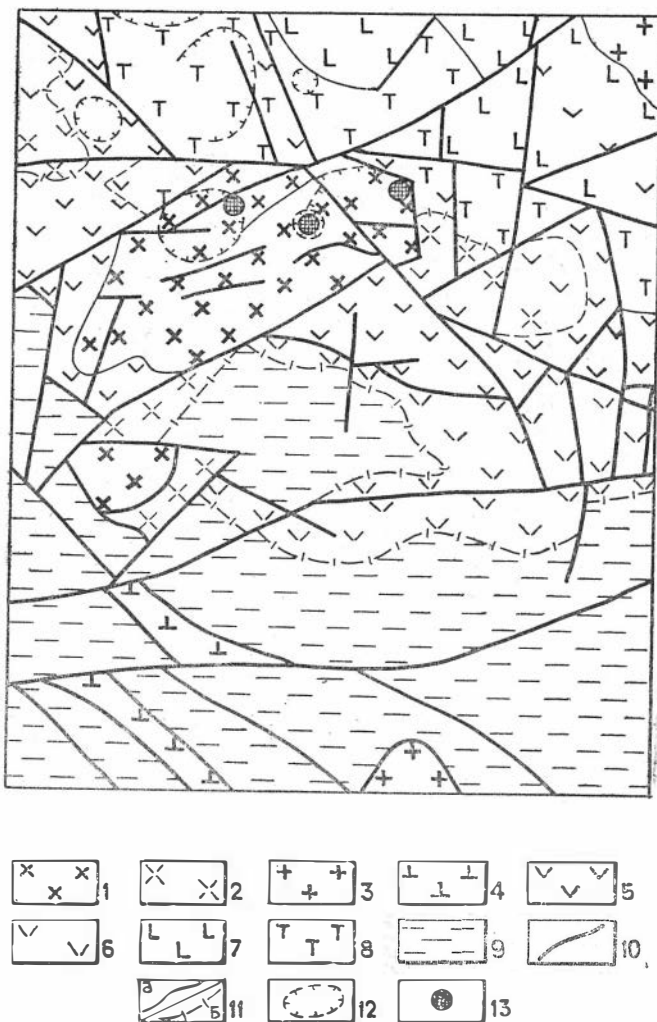


Рис. 4. Колдарский фокальный концентр (по геолого-геофизическим данным).

Интрузии: 1 — диориты, гранодиориты, выходящие на поверхность палеозойского фундамента, 2 — те же породы, не выходящие на уровень эрозийного вскрытия, 3 — граниты, гранодиориты, граносениты; 4 — протрузии серпентинизированных ультрабазитов; эффузивно-осадочные породы: 5 — дацито-андезиты S_{2-3} , выходящие на поверхность фундамента, 6 — те же породы, не выходящие на уровень эрозийного вскрытия, 7 — базальтовые порфириты P_2 , 8 — трахилипаритовые, трахидацитовые порфиры S_3-P_1 , 9 — существенно осадочные породы $S-C_{IV}$; 10 — разрывные нарушения; 11 — границы геологических образований: а — на поверхности фундамента, б — глубинные; 12 — элементы кольцевых структур; 13 — молибден-меднопорфировые месторождения

В Колдарском центре магматизм реализовался по системе дуговых структур, что хорошо видно на геологической карте Колдарского рудного поля, составленной А. М. Красниковым. В частности, им картируется дуговая структура шириной до 1 км и длиной более 6 км, по которой неоднократно внедрялись интрузивные массы.

Положение о дугокольцевой форме проявления, по-видимому, справедливо и для метасоматической колонны. По данным детальной аэромагнитной съемки одно из месторождений картируется изомерным в плане понижением поля (ΔT) a на 450—850 нТ, окаймленным со всех сторон положительными аномалиями (ΔT) a . Кольцевая метасоматическая зональность на этом месторождении является установленным геологическим фактом (в центре развиты безрудные монокварциты, затем кварц-калишпатовые метасоматиты с медно-порфировым оруденением, пиритовая оторочка и, наконец, внешняя зона пропилизитизированных пород).

Другое месторождение вписывается в кольцевую структуру диаметром порядка 4 км. Непосредственно месторождение характеризуется отрицательным полем (ΔT) a интенсивностью 110—190 нТ, осложненным локальными повышениями и понижениями (ΔT) a интенсивностью 20—50 нТ и площадью до 500×200 м.

Таким образом, в пределах интрузивных массивов актогайского комплекса благоприятными для локализации крупномасштабного медно-порфирового оруденения являются изомерные понижения поля (ΔT) a площадью порядка 5—15 км², окаймленные по периферии сложной системой положительных аномалий. Такой характер поля (ΔT) a вызван изомерным в плане срезом метасоматической колонны.

Менее существенным признаком для поисков медно-порфирового оруденения являются линейные зоны понижения поля (ΔT) a северо-восточного или субширотного направления, вызванные гидротермальными изменениями пород в зонах разломов.

Приняв за основу благоприятной геологической ситуации для поисков медно-порфирового оруденения наличие глубинного Колдарского разлома и интрузивного массива актогайского комплекса C_3 , на рассматриваемой площади авторы выделили три массива диоритов (см. рис. 1), не выходящие на уровень эрозионного вскрытия (Жузагачский, Аягузский и Тогушкенский).

Жузагачский массив диоритов выражен положительной аномалией Δg относительной интенсивностью более 8 мгл и (ΔT) a +600—1100 нТ. По данным количественных расчетов поля (ΔT) a глубина до верхней кромки массива диоритов составляет 200—300 м, а намагниченность 250—2280×10⁻⁶ СГС.

На поиски медно-порфирового оруденения в первую очередь рекомендуются два изомерных в плане минимума поля (ΔT) a диаметром порядка 2,5 км, расположенных в контурах Жузагачского массива и по геофизическим параметрам не отличающихся от отмеченного минимума (ΔT) a . Мощность рыхлых отложений на участке не превышает 50 м.

Для проверки во вторую очередь предлагается расположенная в 1 км к северу линейная зона пониженного поля (ΔT) a интенсивностью --260—140 нТ размером в плане 10×0,5 км, объясняемая гидротермальными изменениями пород в зоне разлома.

Резюмируя вышеизложенное по Актогайскому рудному району, отметим, что для локализации промышленного оруденения молибден-медно-порфировой формации, по нашему мнению, необходима реализация трех условий: а) наличие глубинного разлома, проникающего в нижние

части разреза земной коры; б) интрузивный массив габбро-диорит-гранодиорит-плагногранитового ряда, картируемый положительными аномалиями Δg и $(\Delta T)_a$; в) изомерные или линейные минимумы $(\Delta T)_a$, коррелируемые с площадями развития окolorудных метасоматитов.

Достаточным условием для формирования крупного рудного узла является уникальная геологическая обстановка, которая, в частности, в Актогайском районе проявлена в форме Колдарского фокального центра каменноугольного вулканизма и магматизма.

В 1978—1981 гг. АГГФЭ проведена комплексная аэрогеофизическая съемка в юго-восточной части Калба-Нарымской редкометалльной зоны, по данным которой в порядке рабочей гипотезы выделены следующие уровни эрозионного вскрытия пермских рудоносных гранитов калбинского комплекса (табл. 2).

Поскольку в наиболее распространенных типах магматических пород происходит параллельное накопление радиоактивных элементов с положительным коэффициентом корреляции 0,2—0,8 и концентрация их

Т а б л и ц а 2. Уровни эрозионного вскрытия гранитов калбинского комплекса (по данным аэрогамма-спектрометрии)

Уровни эрозионного среза и наименование массивов	ОК, мкр/ч	U (10 ⁻⁴ %)	Th (10 ⁻⁴ %)	K (%)	$P = \frac{U}{Th \cdot K}$	Поисковые перспективы
--	-----------	------------------------	-------------------------	-------	----------------------------	-----------------------

I. Купола интрузивных массивов (площадью первые км²)

1.1. Ближняя надинтрузивная зона с экзогрейзенами 0—500 м от интрузивного массива по вертикали и латерали (массив Карасу)	4	3—4	6—8	2—2,5	2,1*	Олово
1.2. Апикальная часть купола с апогранитами, эндогрейзенами (массив Койтас)	6—7	6—9	20—23	3—3,5	3,14**	Комплексное редкометалльное оруденение
1.3. Периферическая часть купола с корнями эндогрейзенов — уровень среза 250—500 м (северо-западная часть Касаткинского массива)	4,5—5,5	3—4	16—21	3—3,2	1,13**	Ограниченные, олово, вольфрам
1.4. Глубоко эродированные купола — уровень среза более 500 м (юго-восточная часть Касаткинского массива)	3,5—4	3—4	10—14	2,5—3	0,65**	Не перспективны

II. Крупные интрузивные массивы (площадью десятки км²)

II.1. Периферические и эндоконтактные части массивов: 0—1 км от контакта по вертикали и латерали (Бурабайский массив)	4,5—5,5	5—6	10—15	2,5—3	1,06**	Олово, вольфрам, эндоконтактные зоны со сложной формой контакта
II.2. Глубоко эродированные массивы — уровень среза более 1 км (Буденновский массив)	3,5—5	3	12—14	2—2,5	0,49**	Ограниченные, редкоземельное оруденение

* Параметр P нормирован по местному геохимическому фону сланцев D₂—C₁ ($U = 2,5 \times 10^{-4} \%$, $Th = 7 \times 10^{-4} \%$, $K = 1,5 \%$).

** Параметр P нормирован относительно кларка гранитов ($U = 3 \times 10^{-4} \%$, $Th = 17 \times 10^{-4} \%$, $K = 3,5 \%$).

в периферических и апикальных частях интрузивных массивов, то правомерным является использование мультипликативного показателя $P=U \times Th \times K$ для сравнения уровней эрозионного среза интрузивных массивов. С увеличением глубины эрозионного вскрытия величина показателя P закономерно уменьшается.

Наиболее перспективны для поисков комплексного редкометалльного оруденения в Калба-Нарымской зоне обстановки класса I. 1 (тип Карасу). Месторождение Карасу грейзеново-апогранитового типа приурочено к надынтрузивной зоне над куполом гранитов калбинского комплекса, вскрытым буровыми скважинами на глубине порядка 300 м. Апикальная часть массива содержит комплексное редкометалльное оруденение. По данным АГСМ-съемки, рудное поле месторождения характеризуется аномальным повышением по общему каналу (4 мкр/ч на фоне 3 мкр/ч), а также повышениями по каналам калия (2—2,5% на фоне 1,5%) и урана ($3-4 \times 10^{-4}\%$ на фоне $2,5 \times 10^{-4}\%$). На основании проведенных работ по радиогеохимическим параметрам рекомендованы на поиски невоскрытых куполов редкометалльных гранитов три аномалии.

Апикальные части куполов (класс I. 2, тип Койтас) характеризуются контрастными аномалиями по всем радиогеохимическим параметрам и являются объектами для детальных поисков.

Обстановка классов I.3 и II.1 характеризуется слабо повышенным радиогеохимическим фоном по всем каналам. При этих условиях для поисков оловянно-вольфрамового оруденения представляют интерес участки со сложной формой контакта интрузивного массива и останцы кровли, характеризующиеся локальными радиогеохимическими аномалиями уран-кальевой природы.

Глубоко эродированные массивы (класс II.2) в целом отличаются низким содержанием радиоактивных элементов с тенденцией к обособлению тория. Авторы рекомендуют провести общие поиски на одном из ториевых ореолов для оценки их практической значимости и геохимического спектра.

Таким образом, аэрогамма-спектрометрическая съемка позволяет провести градацию площадей развития гранитов калбинского комплекса по уровню эрозионного среза и степени перспективности на редкометалльное оруденение.

И. И. НИКИТЧЕНКО, А. В. СМИРНОВ

Мингео КазССР, КазНИИМС

ДОКЕМБРИЙСКИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ТЕКЕЛИЙСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ С МЕТАМОРФИЧЕСКИМИ КОМПЛЕКСАМИ ДРУГИХ РАЙОНОВ КАЗАХСТАНА

В Текелийском антиклинории Джунгарского Алатау находится один из многочисленных выходов комплекса основания Казахстанской складчатой области, сложенной толщами докембрия, что давно установлено геологическим картированием, подтверждено радиогеохронологическими и биостратиграфическими данными.

Текелийский антиклинорий располагается у южной границы герцинской Джунгаро-Балхашской складчатой системы. Это — узкий блок широтного простиранья, сложенный гранито-гнейсами, кристаллическими сланцами, мраморами, доломитами, кварц-серицитовыми сланцами, порфироидами, прорванный многочисленными разновозрастными интрузивами и перекрытый со структурным несогласием вулканогенно-осадочными и карбонатными толщами нижнего палеозоя и вулканогенными толщами девона. Данный блок представляет собой фрагмент Атасу-Джунгарского срединного массива, в котором фундамент и чехол эпикарельской платформы испытали тектономагматическую активизацию и значительную переработку в ходе байкальского, каледонского и герцинского циклов развития Казахстанской складчатой области. Активизация выразилась в развитии вулканических процессов в сочетании с прибрежно-морским и континентальным осадконакоплением, раздроблении и смятии многочисленными разломами, внедрении разнообразного состава и возраста, сильном контактовом метаморфизме и гидротермально-метасоматических изменениях толщ.

В результате всех этих процессов облик и структура докембрийских толщ сильно изменились, что затрудняет расшифровку их первичного состава, строения и взаимоотношений. Тем не менее удастся распознать основные вещественные особенности толщ, их стратиграфический разрез, последовательность и зональность метаморфических минеральных парагенезисов, служащие для выделения метаморфических комплексов. Нижняя часть метаморфических толщ Текелийского антиклинория отнесена к сарычабынской серии, подразделяющейся на три толщи: нижнюю, плагиомигматитовую, среднюю, мигматитовую с горизонтами магнезиальных мраморов и верхнюю, кварцито-сланцевую. Общая мощность серии более 2350 м, условно принятый возраст — ранний протерозой. Лежащая выше усекская серия имеет в основании косагашскую кварцито-сланцевую свиту мощностью до 1500 м, в средней части — доломито-известняковую сууктюбинскую свиту (до 1550 м), в верхней — углеродистоглинисто-известняково-доломитовую текелийскую свиту (до 570 м). Возраст усекской серии предположительно считается ранне-среднерифейским на основании радиологических данных по метаморфогенному циркону (1100—1300±100 млн. лет). Тышканская серия докембрия Джунгарского Алатау состоит из порфиroidно-терригенной бурханской свиты мощностью до 800 м, а возможно и более, тышкантауской кварцито-кон-

гломератовой тиллитоносной с горизонтами основных эффузивов мощностью первые сотни метров, солдатсайской — известково-кремнисто-доломито-брекчиевой (900 м), майликольской кварцито-песчаниковой тиллитоносной мощностью до 300 м. Возраст серии позднерифейско-вендский, устанавливается радиологическими данными (850 млн. лет по циркону из прорывающих солдатсайскую свиту «порфириидов» басканского комплекса), определениям онколитов, тиллитоносностью. Верхние горизонты майликольской свиты принадлежат, по-видимому, уже к кембрию, так как коррелируются с фосфатоносными отложениями хр. Каратау.

Докембрийские интрузивы в Текелийском антиклинории представлены сарычабынским плагиогранит-мигматитовым комплексом, образующим гарполитоподобные мелкие тела с апофизами, согласными с кристаллизационной сланцеватостью. Тесная связь данного комплекса по составу и структуре с плагиомигматитами сарычабынской серии позволяет предположить раннепротерозойский возраст его.

Метаморфические толщи Текелийского антиклинория образуют сложную многоярусную деформационную структуру, формирование которой было тесно связано с метаморфизмом горных пород. Наиболее характерным и выразительным элементом этой структуры является Сарычабынский гнейсово-мигматитовый купол. В ядре купола выходит наиболее древняя плагиогнейсовая часть разреза сарычабынской серии, а на его склонах и в обрамлении — кварцито-сланцевые и карбонатные толщи рифея. Ядро купола построено весьма сложно. Оно распадается на ряд куполов второго порядка и межкупольных зон, пересечено системой линейных мигматитовых зон, разрывных нарушений, прорвано многочисленными палеозойскими межформационными и трещинными интрузивами, поэтому структурные элементы второго порядка дезинтегрированы, представлены зачастую лишь отдельными фрагментами, среди которых распознаются купола второго порядка Каменный, Озерный, Кояндынский. К ядрам этих малых куполов приурочены калиевые мигматиты, причем их количество коррелируется с уровнем эрозионного среза структуры. Так, в ядре купола Каменного темневые мигматиты слагают наибольшую площадь, будучи образованы по плагиомигматитам и плагиогнейсам нижней толщи сарычабынской серии, в куполе Озерном выходит верхняя толща этой серии и мигматиты представлены лишь отдельными телами, согласными сланцеватости, в куполе Кояндынском калиевые мигматиты практически отсутствуют и вскрыты лишь самые верхние горизонты сарычабынской серии. Таким образом, оказывается, что уровень поднятия в ядрах куполов прямо связан со степенью мигматизации, т. е. можно предполагать причинную связь этих явлений.

Сарычабынский купол в целом также нарушен поздними разломами. Его северо-восточная и юго-западная части отсечены Солдатсайским и Текели-Усекским сдвигами. Линейные мигматитовые зоны, пересекающие купол в широтном и северо-западном направлениях, также связаны с палеозойскими процессами. Доказательством этого могут служить переходы от линзовидно-полосчатых мигматитов Каскабулакской зоны к гранитам позднедевонского чимбулакского комплекса. В тех же линейных мигматитовых зонах имеются проявления пермского салдыктасского комплекса.

Метаморфизм докембрийских толщ Текелийского антиклинория представляет собой довольно сложное явление. Фации метаморфизма разнообразны (см. табл.). Наблюдается уменьшение степени метаморфизма вверх по разрезу. На первый взгляд это уменьшение представляется постепенным, так как границы метаморфических фаций проходят внутри непрерывных свит и серий. Например, граница эпидот-амфиболи-

твой и зеленосланцевой фаций картируется, как правило, внутри сууктубинской свиты. Однако более углубленное изучение метаморфических минеральных парагенезисов на большом петрографическом материале, полученном при геологическом доизучении территории и специализированных исследованиях, показывает существование регионального метаморфизма амфиболитовой фации в сарычабынской серии, а также зонального метаморфизма, представленного разными фациями в одних и

Минеральные парагенезисы метаморфических толщ
Сарычабынского гнейсово-мигматитового купола
в Джунгарском Алатау

Минералы		Метаморфическая фация (зона)		
		зеленосланцевая (внешняя)	эпидот-амфиболитовая (переходная)	амфиболитовая (внутренняя)
Метапелиты	Хлорит			
	Мусковит			
	Биотит			
	Корднерит			
	Андалузит			
	Силлиманит			
	Гранат			
	Плагиоклаз	Альбит-	олигоклаз	
	Кварц			
	Калишпат			
Метабаазиты	Плагиоклаз	Альбит-олигоклаз		Альбит-олигоклаз-андезин
	Хлорит			
	Биотит			
	Эпидот			
	Актинолит			
	Роговая обманка			
	Мусковит			
Метакarbonate породы	Кальцит			
	Доломит			
	Флогопит			
	Хлорит			
	Тремолит			
	Диопсид			
	Гроссуляр			
	Форстерит			
	Скаполит			

тех же толщах. Это обстоятельство послужило основой для выделения метаморфических комплексов, под которыми понимается совокупность метаморфических фаций, их пространственное распределение и последовательность во времени, рассматриваемая в пределах определенного крупного стратиграфического подразделения докембрийского разреза (серии или нескольких серий), представляющего собой определенный этап геологического развития региона.

В Текелийском антиклинории выделяются следующие метаморфические комплексы.

Сарычабынский комплекс амфиболитовой фации приурочен к толщам сарычабынской серии, составляет ядро Сарычабынского купола и, вероятно, выходит в ядрах других аналогичных структур. Комплекс сложен преимущественно плагиогранито-гнейсами, магнезиальными мраморами и кристаллическими сланцами. По характеру метаморфизма он полиметаморфический. В силикатных породах раннего этапа метаморфизма присутствует парагенезис: андезин, роговая обманка, биотит, кварц, силлиманит, андалузит, гранат, кордиерит, в карбонатных породах того же этапа — кальцит, доломит, форстерит, моноклинный пироксен, встречается также брусит. Минеральные парагенезисы первого этапа ориентировочно отвечают амфиболитовой фации умеренного давления. С этим этапом связаны явления ультраметаморфизма, выражающиеся в плагиогранитизации, приуроченной преимущественно к самой нижней толще сарычабынской серии. О региональном или зональном характере метаморфизма этого этапа высказать окончательное суждение трудно из-за весьма ограниченной площади его выходов. Плагиогранитизация свидетельствует, по-видимому, о присутствии элемента зональности, во всяком случае полифациальности этого комплекса. Не исключен сложный состав данного комплекса, т. е. существование в нем двух или даже более комплексов, но данных для их выделения на современном уровне изученности явно недостаточно.

Второй четко выделяемый этап метаморфизма представлен в силикатных породах парагенезисом: калишпат, кислый плагиоклаз, кварц, биотит; третий — кварц, мусковит; четвертый — серицит, хлорит, лейкоксен. Эти этапы, скорее всего, не относятся к собственно сарычабынскому комплексу, а являются проявлением метаморфизма более поздних комплексов в тех же метаморфических толщах. В карбонатных толщах поздний метаморфизм представлен в основном серпентинитом, хлоритом.

Таким образом, сарычабынский комплекс сильно изменен более поздними метаморфическими процессами и выступает в качестве реликтового. Отсюда и неопределенности в трактовке его состава и возраста. Скорее всего, он дорифейский (карельский), как и другие комплексы плагиогнейсов и кристаллических сланцев в Казахстане.

Более отчетливо выражен в рассматриваемом регионе другой метаморфический комплекс, для которого предлагается название джунгарский (в тезисах он назван усекским). Это — зональный комплекс, охватывающий метаморфические толщи второго и третьего подразделений рифея, представленных в нашем районе усекской и тышканской сериями. Именно этому комплексу обязаны своим происхождением метаморфическая зональность Сарычабынского купола и, по-видимому, само его образование как деформационной структуры. В районе могут быть выделены три зоны, отвечающие трем метаморфическим фациям: амфиболитовой низкого давления, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой. На дальней периферии купола присутствует цеолитовая фация. Первая из этих фаций сопряжена с калиевой мигматизацией в ядре купольных структур второго порядка, т. е. локализована преимущественно в породах сарычабынской серии, где она наложена на метаморфический парагенезис сарычабынского комплекса, но местами отмечается и в рифейских толщах, преимущественно в косагашской свите, а также в сууктубинской, где отмечаются форстеритовый парагенезис, кальцит, кварц, диопсид, гранат, везувиан, кислый плагиоклаз, форстерит. Ширина этой зоны местами достигает в рифейских толщах первых километров. На внешней периферии этой зоны в тех же карбонатных толщах развивает-

ся парагенезис эпидот-амфиболитовой фации, представленный кальцитом, доломитом, кварцем, микроклином, фтанитом, тремолитом, эпидотом. Ширина данной зоны так же, как и предыдущей, составляет обычно несколько километров. Парагенезис эпидот-амфиболитовой фации накладывается на вышеописанный амфиболитовый, представляя собой не только зону, но и этап метаморфизма.

Более внешние метаморфические зоны комплекса отдалены от ядра купола на расстояние не менее 15 км (вне пределов контактовых ореолов интрузий). В этой зоне силикатные породы превращены в кварц-хлорит-серицитовые сланцы с послойным кливажем. Карбонатные породы испытывают лишь перекристаллизацию, а углеродистые — сильное рассланцевание, сопровождаемое графитизацией углеродистого вещества. Рассланцевание также послойное. Оно локализуется преимущественно в карбонатно-углеродистых прослоях. В породах, обогащенных глинистым веществом, отмечается гидробиотит. В этих же горизонтах локализуется полиметаллическое оруденение, сопровождаемое кварц-карбонатными метасоматитами. В доломитовых горизонтах, не подвергшихся рассланцеванию и гидротермально-метасоматическим преобразованиям, сохраняется пелитоморфная структура карбонатного и глинистого вещества, представляющего собой, однако, лишь реликты на общем фоне пород, значительно измененных динамометаморфическими процессами. Другие низкотемпературные парагенезисы (серицит-хлоритовый по флюгопиту и биотиту, серпентиновый по форстериту, альбит-мусковитовый по плагиоклазам) формируются как диафоритические по высокотемпературным минеральным парагенезисам внутренних зон комплекса.

Таким образом, судя по реликтам глинистого вещества настоящего регионального метаморфизма рифейские толщи региона не испытали. Тот метаморфизм, который в них отмечается, является зональным, т. е. джунгарский зональный метаморфический комплекс в рифейских толщах региона главный и выражен в них наиболее ярко.

Радиогеохронологические данные, полученные в КазНИИМСе Б. М. Найденовым по метаморфогенному циркону из рифейских метаморфических толщ, характеризуют, по-видимому, именно этот этап метаморфизма. По мигматизированным кварцитам нижней части косагашской свиты получена цифра 1100 ± 100 млн. лет, по калиевым мигматитам ядра купола Каменного, образовавшимся по плагиогнейсам низов сарычабынской серии — 825 ± 50 млн. лет. Циркон близкого возраста обнаружен в разгнейсованных гранитах («порфироидах») басканского комплекса, следовательно, образование джунгарского зонального метаморфического комплекса связано с байкальской (позднерифейской) гранитизацией и одноименной складчатостью.

Джунгарский метаморфический комплекс — не последнее проявление метаморфизма в регионе, но последующие метаморфические процессы были локальными и развивались лишь в зонах крупных тектонических швов. Локальный метаморфизм, связанный с деформациями шовного типа, представлен главным образом низкотемпературной зеленосланцевой субфацией, но местами и более высокотемпературными образованиями, вплоть до мигматизации и гранитизации. Эти высокотемпературные метаморфиты шовных зон распространены почти исключительно в пределах того же Сарычабынского купола и других подобных структур, образуя в них уже упоминавшиеся линейные мигматитовые зоны (см. рис.), секущие купольные и межкупольные структурные формы. Выходя за пределы куполов, те же шовные зоны снижают уровень метаморфизма до зеленосланцевой и цеолитовой фаций. Таким образом, и эти шовные проявления мигматизации подчеркивают роль гнейсово-мигматито-

вых куполов как длительно развивавшихся, термически аномальных структур. За пределами куполов в зонах шовной складчатости породы амфиболитовой фации сарычабынского комплекса испытывают зеленосланцевый диафторез.

Метаморфизм, связанный с шовной складчатостью, имел преимущественно палеозойский возраст, так как в зонах этой складчатости деформированы все палеозойские толщи, включая средний карбон (разумеется, имеет место нарастание степени метаморфизма с возрастом толщ в результате его неоднократного повторения вместе с соответствующими деформациями). Кроме того, наблюдались переходы мигматитов в девонские гранитоиды.

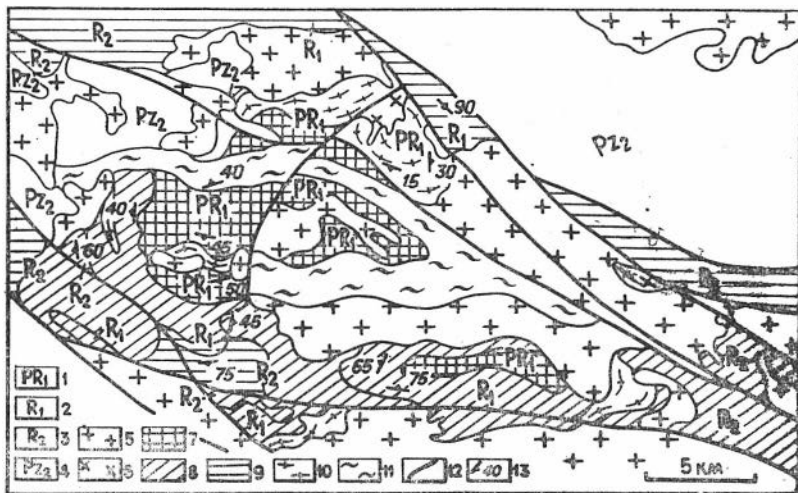


Схема метаморфической зональности Сарычабынского гнейсово-мигматитового купола.

1 — нижний протерозой; 2 — нижний рифей; 3 — средний рифей; 4 — средний палеозой; 5 — палеозойские гранитоиды; 6 — дорифейские плагиограниты; 7—9 — метаморфические фации: 7 — амфиболитовая, 8 — эпидот-амфиболитовая, 9 — зеленосланцевая с реликтами цеолитовой; 10 — калиевые мигматиты ядер куполов второго порядка; 11 — мигматиты линейных шовных зон; 12 — главные разломы; 13 — элементы залегания кристаллизационной сланцеватости

Таким образом, в Текелийском антиклинории Джунгарского Алатау могут быть с уверенностью выделены три метаморфических комплекса: 1) сарычабынский полиметаморфический, вероятно, раннепротерозойский, региональный; 2) джунгарский зонально-метаморфический, позднерифейский, субрегиональный; 3) палеозойский шовно-метаморфический, локальный.

Характеристика метаморфических комплексов Текелийского антиклинория позволяет сделать вывод о возможной их корреляции с аналогичными комплексами, развитыми в других районах Казахстана. При этом нужно исходить из того, что выходы глубоко метаморфизованных пород гнейсового ряда, известные в Казахстане во многих регионах — Кокчетавском, Улутауском, Чуйском, Атасу-Моинтинском массивах, Буркунтауском, Анархайском, Каратауском, Макбальском, Ешкюльмесском и Ерементау-Ниязском антиклинориях, а также в Мугуджарах — имеют ряд общих признаков с сарычабынским комплексом, как формационных, так и эволюционных. Особенностью всех этих метаморфических комплексов является единство геотектонической позиции, характер и уровень метаморфизма, относящегося преимущественно к амфиболито-

вой фации, повсеместное проявление процессов ультраметаморфизма с мигматизацией и гранитизацией, отчетливая выраженность процессов регрессивных стадий метаморфизма. Раннедокембрийский возраст комплексов, как правило, не вызывает сомнения, условно он может быть принят как архейский — раннепротерозойский. Кроме того, все названные метаморфические комплексы Казахстана сближает их приуроченность к древним жестким глыбам — срединным массивам или их блокам — осколкам древнего кристаллического фундамента эпикарельской платформы. Имеются данные радиологических определений для плагиогранитовых и плагиомигматитовых комплексов, связанных постепенными переходами с гнейсами, свидетельствующие о раннепротерозойском возрасте.

С джунгарским зональным метаморфическим комплексом могут быть сопоставлены подобные зональные метаморфические комплексы, развитые в Мақбальском, Чуйском, Кокчетавском поднятиях и в других районах. Общей чертой этих комплексов является их полифациальность, преимущественно андалузит-силлиманитовый тип метаморфизма, широко проявленный кремнещелочной метасоматоз. Во всех указанных районах с зональными метаморфическими комплексами Казахстана генетически связаны структуры типа гнейсово-мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов. Этап древнего гранитообразования в фундаменте региона, связанный с этими метаморфическими комплексами, наиболее четко датирован радиологическими данными со значением 850 млн. лет, отвечающим позднерифейской активизации его.

В качестве самостоятельного комплекса выделяются метаморфизованные породы зон шовной складчатости, образовавшиеся в результате динамометаморфизма (возможные аналоги: Иртышская, Спасская, Успенская, Салкиңбельская и другие зоны смятия Казахстана). Метаморфизм этих зон также обладает зональностью, особенно ярко выраженной в их поперечных сечениях. Эта метаморфическая зональность хорошо коррелируется со степенью деформированности толщ. Максимумы деформированности совпадают с максимумами метаморфизма, т. е. метаморфизм здесь указывает положение главных швов. Все эти зоны изменяют и деформируют палеозойские толщи, как и соответствующий им метаморфический комплекс Текелийского антиклинория.

УДК 553.241/242

Е. В. ПЛЮЩЕВ

ВСЕГЕИ

ВОПРОСЫ ПЕТРОГРАФИИ И КЛАССИФИКАЦИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Вопросы систематики гидротермально-метасоматических образований на структурно-вещественной основе, т. е. собственно петрографический подход к их выделению и изучению, разработаны в значительно меньшей степени, чем петрография изверженных, осадочных и метаморфических пород. Физико-химический анализ метасоматизма, основанный на теоре-

тических построениях Д. С. Коржинского, является в настоящее время главным способом изучения гидротермально-метасоматических образований. В этой ситуации нельзя не напомнить слова А. Н. Заварицкого [3, с. 10]: «Признание существования задач двойкого рода при изучении горных пород (петрография и петрология) является существенным шагом в развитии нашей науки». Эту же мысль подчеркивали Г. В. Тиррель [16, с. 9] и другие ученые. Особенно большое значение петрографические методы исследования гидротермально-метасоматических, точнее любых эпигенетических, образований приобретают при слабом замещении последними вмещающих пород во внешних зонах метасоматизма.

Остановимся на некоторых исходных положениях предлагаемого подхода.

I. Уровни организации. Гидротермально-метасоматические образования могут быть рассмотрены на различных уровнях: 1) минеральном (гидротермальные минералы); 2) породном (парагенезисы гидротермальных минералов, в частности, минеральные агрегаты жил выполнения, руд, метасоматитов и т. п.); 3) формационном (парагенезисы минеральных агрегатов, гидротермально-метасоматические формации, рудные формации и др.).

II. Главные и второстепенные члены систем. Для геологических систем каждого уровня, определенных в видовом отношении, будем различать главные и второстепенные составляющие, т. е. конституционные (образующие) и акцессорные элементы соответствующих систем. Для удобства и определенности операций с этими понятиями примем количественные ограничения: конституционные элементы составляют проценты и десятки процентов в системе, акцессорные — десятые и более мелкие доли процентов.

Расположение в пространстве и взаимодействие конституционных элементов определяют структуру системы. Акцессорные элементы в структурообразовании прямого участия не принимают. В системах одного и того же уровня сложности, но различного вида, одни и те же элементы могут быть либо образующими, либо акцессорными. Например, гранат в граните — акцессорный, а в эклогите и скарне — образующий, свинец в галените — конституционный, а в полевом шпате — примесь.

III. Гидротермально-метасоматические породы. Еще Г. Розенбуш [15, с. 9] писал: «Тот факт, что рудные жилы не считаются горными породами... объясняется чисто исторически», с чем трудно не согласиться. По мнению А. Н. Заварицкого [3, с. 5—6], горные породы в отличие от рудных агрегатов характеризуются большей распространенностью, что подчеркивал также Х. Вашингтон [22]. Понятие «гидротермалит» охватывает как рудные, так и безрудные агрегаты гидротермальных минералов.

Поднимая вопрос о видовой систематике эпигенетических образований породного уровня, необходимо обратиться к опыту подобного изучения горных пород других классов. Начиная с Ф. Циркеля [23], Г. Розенбуша [21], Ф. Фуке [18] и А. Мишель-Леви [19], главными систематическими признаками, определяющими видовую принадлежность горных пород, считались «минералогический» состав и структура минерального агрегата. Такие же позиции отстаивал Е. С. Федоров [17, с. 1], подчеркивая, что структура и минеральный состав, это такие признаки, «...которые могут быть констатированы на каждом данном куске горной породы». А. Н. Заварицкий [3, с. 3], обосновывая структурно-вещественный подход к систематике, отмечал: «... определения горных пород не могут быть основаны на признаках, выражающих предполагаемые генетические связи... В их основание должны быть положены признаки вполне

объективные, не предполагаемые, наблюдаемые». Общий для неживой природы структурно-вещественный принцип систематики, лежащий в основе концепции об уровнях организации вещества, сформулирован В. И. Драгуновым [2], И. Н. Крутем [7], Ю. А. Косыгиным [6] и наиболее полно рассмотрен в книге «Проблемы развития советской геологии» [14].

В качестве гидротермально-метасоматических образований породного уровня выступают агрегаты гидротермальных минералов, связанных общей структурой. Под структурой понимается пространственно-возрастная упорядоченность минеральных индивидов в агрегате. Гидротермально-метасоматические минеральные агрегаты могут полностью выполнять какие-то макрообъемы геологического пространства. Минеральные индивиды таких агрегатов непосредственно взаимодействуют друг с другом, слагая монопородную ткань (полнопроявленные метасоматиты, жилы выполнения и т. п.). В других случаях минеральные индивиды эпигенетических парагенезисов в той или иной степени рассеяны в ранее образованной породе и лишь частично соприкасаются или полностью изолированы. В этих условиях сингенетические и эпигенетические минералы образуют полипородные агрегаты (так называемые измененные породы). Здесь важно различать минеральный состав и структуру исходной породы, иной минеральный состав и иную структуру новообразованной породы.

Таким образом, вводится понятие об эпипороде как о статистически устойчивой ассоциации эпигенетических минералов, структурные отношения между которыми также статистически выдержанные, повторяющиеся. Эпипороды рассматриваются как понятие более общее, чем метасоматит или минеральный агрегат жил выполнения. Те и другие являются частными случаями эпипород при полном вытеснении исходных пород из изучаемого объема геологического пространства. Однако в общем случае представление об эпипороде предусматривает существование исходной породы или по крайней мере ее жесткого каркаса.

IV. Структуры гидротермально-метасоматических пород. Понимая под структурой пространственно-возрастную упорядоченность составляющих элементов любой системы, необходимо конкретизировать это понятие для гидротермально-метасоматических образований различной степени проявления (эпипород). В этом отношении конструктивным является выделение элементарной ячейки породного уровня [1, 6].

Рассмотрим полнокристаллическую породу. Обозначим виды порообразующих минералов E_1, E_2, \dots, E_m . Известны объемные соотношения этих минералов P_1, P_2, \dots, P_m , а также средние линейные размеры зерен минералов каждого вида d_1, d_2, \dots, d_m . Аппроксимируя формы этих зерен кубами, получаем средние объемы зерен каждого вида: $d_1^3, d_2^3, \dots, d_m^3$. Отсюда рассчитываем число зерен (N) минералов каждого вида в объеме P при $P = P_1 + P_2 + \dots + P_m$. $N_1 = \frac{P_1}{d_1^3}$; $N_2 = \frac{P_2}{d_2^3}$; \dots $N_m = \frac{P_m}{d_m^3}$. В общем случае $N_1 \neq N_2 \neq \dots \neq N_m$. Предположим, что N_m — минимальная величина, и рассчитаем, сколько зерен каждого вида придется на одно зерно вида E_m . $\frac{N_1}{N_m} = A$; $\frac{N_2}{N_m} = B$; \dots $\frac{N_m}{N_m} = 1$.

Зная объем каждого зерна, можно определить минимальный объем породы, сохраняющий состав и структуру целого (V_0) с погрешностью (ΔV_0), равной объему пустот и дефектов осреднения и аппроксимации реальных зерен кубами:

$$V_0 = A \cdot d_1^3 + B \cdot d_2^3 + \dots + d_m^3 + \Delta V_0.$$

Таким образом, V_3 есть объем элементарной ячейки горной породы, повторением (трансляцией или другими симметричными преобразованиями) которого может быть исчерпан весь объем соответствующего монопородного тела. Зная набор порообразующих минералов, средние размеры зерен и величину пористости, можно с определенной точностью рассчитать значение элементарного объема горной породы, который можно использовать для характеристики структуры породы (по аналогии с объемом элементарной ячейки минерала).

Отмеченный элементарный объем может быть получен геометрическим методом. Из сказанного выше очевидно, что зерно вида E_m , входящее в элементарную ячейку в единственном числе, может быть рассмотрено как центр данной ячейки. Вне зависимости от размеров зерен этого вида расстояния между их центрами в породе (l_m) должны быть максимальные. В изометрическом варианте это расстояние равно поперечнику элементарной ячейки. При наличии анизотропии в распределении зерен E_m объем элементарной ячейки может быть охарактеризован тремя взаимно перпендикулярными расстояниями l'_m , l''_m , l'''_m . В этом случае рассчитывается не только объем, но и форма элементарной ячейки (уплощенная, удлиненная или изометрическая). Таким образом, объем и форма элементарной ячейки горной породы могут быть охарактеризованы следующим соотношением:

$$V_3 = A \cdot d_1^3 + B \cdot d_2^3 + \dots + d_m^3 + \Delta V_3 = l'_m \cdot l''_m \cdot l'''_m.$$

Приведенная формула увязывает главные характеристики структур кристаллических горных пород, которые в применении к гидротермально-метасоматическим образованиям рассмотрим подробнее.

1. Соотношение числа зерен разных видов ($A:B:\dots:1$) позволяет выделить центрированные ($A, B, \dots \gg 1$) и нецентрированные ($A, B, \dots \approx 1$)* элементарные ячейки. Первые отвечают порфировым породам и породам с дефицитным порообразующим минералом (например, биотитовый лейкократовый гранит и т. п.). Нецентрированные решетки свойственны минеральным агрегатам с приблизительно равной долей слагающих минеральных фаз.

2. Абсолютные значения d_1, d_2, \dots, d_m позволяют выделить: а) равномерно- и неравномернозернистые агрегаты; б) размерность кристаллических индивидов (скрыто-, мелко-, средне-, крупнокристаллические структуры).

3. Процентные отношения произведений $A \cdot d_1^3, B \cdot d_2^3, \dots, l \cdot d_m^3$ соответствуют объемным процентам минералов E_1, E_2, \dots, E_m в породе.

4. Для массивных пород $l'_m \approx l''_m \approx l'''_m$; для гнейсовидных пород с план-параллельной сланцеватостью $l'_m \ll (l''_m \approx l'''_m)$; для пород со струйчатой линейной текстурой $l'_m \gg (l''_m \approx l'''_m)$ и т. д.

5. Важным структурным признаком является пористость пород, отражаемая величиной ΔV_3 . В эпипородах эта величина обратно пропорциональна степени замещения исходной породы. Во внешних зонах слабо проявленных гидротермально-метасоматических изменений новообразования составляют 5—15 об. %, ΔV_3 соответствующих эпипород будет достигать 85—95 %.

6. Абсолютная величина элементарного объема горной породы в настоящее время не используется в структурном анализе. Линейные параметры этих ячеек, скорее всего, колеблются в пределах десятые доли

* Степень приближения, видимо, можно оценивать порядками величин.

миллиметра — сантиметры ($n \cdot 10^{-1} — n \cdot 10$ мм), что в $10^5 — 10^7$ раз крупнее соответствующего параметра элементарной ячейки минерала. Статистическое изучение V_0 современными методами весьма трудоемко.

Перечисленные величины являются главными параметрами структур кристаллических пород, используемыми в систематике. В применении к гидротермально-метасоматическим породам основные систематические признаки структур сводятся к следующему:

1. Однородность структурных отношений: а) структуры однородные с приблизительно равными количественными соотношениями зерен разных видов; в этом случае приблизительно равны не только процентные содержания порообразующих минералов, но и размеры индивидов; б) структуры неоднородные I типа (типа «порфирировых»), характеризующиеся наличием одного или ряда минералов в виде зерен резко более крупных размеров, число которых на один или несколько порядков меньше числа зерен любого другого минерала; в) структуры неоднородные II типа с дефицитным минералом, число зерен которого резко минимально и объемное значение самое малое.

2. Размерность кристаллических индивидов: а) скрытокристаллические ($< 0,01$ мм), б) мелкокристаллические (0,01—0,1 мм), в) среднекристаллические (0,1—1,0 мм); г) крупнокристаллические ($> 1,0$ мм).

3. Количественные соотношения минералов: а) минералы преобладающие, подчиненные и акцессорные; б) процентное содержание минералов.

4. Форма элементарной ячейки: а) изометрическая, б) удлиненная, в) уплощенная.

Формы выделения минералов, их соотношения между собой и с минералами исходных пород используются как дополнительные признаки для характеристики структур, но для диагностики эпипород эти признаки иногда оказываются ведущими. По отношению к структуре исходных пород могут быть выделены: а) псевдоморфозы (гомоосевые псевдоморфозы, агрегатные псевдоморфозы моно- и полиминеральные); б) автоморфозы (разнообразные прожилки и другие выполнения пустот, включая миндалины и др.; закономерные сростания, в том числе сферолитовые, псйкилитовые, пегматоидные и концентрически-зональные обособления; бластокристаллы, включая порфиробласты и др.; агрегаты незакономерного строения и т. п.).

Преобладание тех или иных форм выделения создает общий рисунок структуры, характерной для того или иного агрегата. Например, пропилиты чаще имеют псевдоморфные структуры, в которых угадывается исходная порода даже при полном замещении ее минералов; альбититы отличаются преобладанием автоморфных структур.

V. Номенклатура. В настоящее время происходит ярко выраженный, но ничем не оправданный процесс искоренения ранее введенных названий метасоматических пород и использования этих названий для обозначения неоднозначно понимаемых формаций околорудных метасоматитов. Такие термины, как «пропилит» [20], «грейзен» [15], «вторичный кварцит» [9], «березит» [5, 10] и другие были введены для обозначения пород определенного состава и петрографической структуры. То же самое относится к альбитофирам, гумбеитам, альбититам, аргиллизитам и т. п. Все эти образования породного уровня сложности отвечают определенным минеральным ассоциациям и определенным структурным отношениям. Не останавливаясь здесь на вопросе о принципах выделения метасоматических формаций, отметим только, что при любых подходах развитая номенклатура породного уровня является фундаментом более сложных построений, поэтому необходимо сделать «шаг назад», вернуть-

ся к первоисточникам и дать однозначное структурно-вещественное толкование названиям гидротермально-метасоматических пород.

VI. Классификация. Проблема рациональной классификации метасоматитов, сформулированная еще в решении I Всесоюзной конференции по метасоматизму (1963 г.), остается актуальной до настоящего времени. До сих пор нет достаточно удобной для практической работы классификации гидротермально-метасоматических пород. Опыт построения такой классификации на структурно-вещественной основе был предпринят нами совместно с О. П. Ушаковым в 1972 г. [12] и более подробно изложен позднее [13]. В наиболее полном виде эта классификация приведена в табл.

Первым следствием классификационного построения является вполне определенное разграничение видов и разновидностей среди гидротермалитов, что далеко не всегда решалось однозначно. Это касается полешипатовых метасоматитов, гидросерицитовых березитов, описанных Б. И. Омелянко [11], и серицитовых березитов, выделяемых в формации оксеталитов [14], многочисленных подразделений пропилитов и некоторых других.

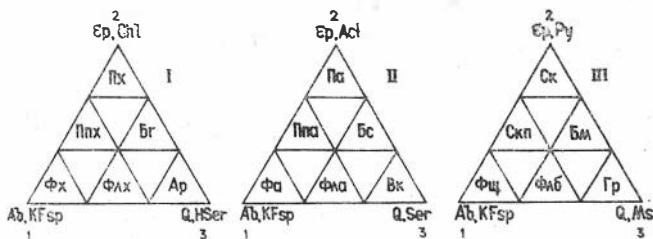


рис. 1. Треугольные диаграммы минерального состава метасоматитов разных рядов:

I — приповерхностные, низкотемпературные; II — среднеглубинные, среднетемпературные; III — глубинные, высокотемпературные; индексы гидротермалитов см. в табл.

Одноранговость и дискретность гидротермально-метасоматических образований, упорядоченных в классификационной таблице, иллюстрируют треугольные диаграммы (рис. 1), построенные для каждого ряда по соотношению трех групп ведущих минералов: а) кварц — светлые калиевые слюды, б) альбит-калишпат, в) темноцветные железо-магний-кальциевые силикаты. Эти диаграммы в идеализированном виде ограничивают поля составов соответствующих метасоматитов, выделяют «поля дискретности» (свободные треугольники), дают возможность судить о сочетаниях метасоматитов, а также о закономерных соотношениях групп и подгрупп метасоматитов (рис. 2).

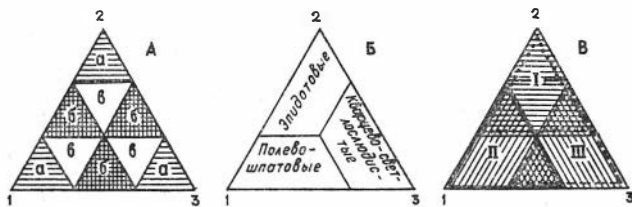


Рис. 2. Симметрия треугольных диаграмм.

A — ассоциации: простые (а), смешанные (б); «поля дискретности» составов (в); B — положение групп метасоматитов; B — характерные трехкомпонентные сочетания метасоматитов: I — пропилиты — березиты; пропилиты — скарны; II — щелочные метасоматиты; III — калишпатофиры — аргиллизиты; фельдшпатофиры — вторичные кварциты; фельдшпатолиды — грейзены

Высокая степень симметрии и логическая завершенность приведенного классификационного построения наводит на мысль о том, что с учетом принятых ограничений рассмотренные ассоциации составляют «полную группу». Начальные и конечные члены каждого ряда имеют тенденцию к смыканию. В отличие от замкнутой последовательности групп последовательность рядов подчинена векторной упорядоченности и, вероятно, не имеет продолжения вниз (в сторону более высоких значений P и T). В противоположном направлении естественным ограничением является земная поверхность.

Таким образом, приведенная классификация гидротермально-метасоматических образований породного уровня, предварительно систематизированных в видовом отношении, вероятно, охватывает главное разнообразие природных эпигенетических ассоциаций регионального пространства.

В заключение отметим, что при проведении геолого-съемочных, поисковых и других исследований, охватывающих крупные территории относительно равномерной сетью наблюдений, петрографическая фиксация гидротермально-метасоматических образований является единственно возможной. Незначительные размеры полно проявленных метасоматических тел или жил выполнения предопределяют случайность их обнаружения при работах м-ба 1:50 000 и мельче. В этих условиях основное внимание должно быть обращено на слабые гидротермально-метасоматические изменения, занимающие крупные блоки горных пород (в десятки и сотни квадратных километров). Опыт картирования таких зон [13] убеждает в необходимости дальнейшего совершенствования петрографии гидротермально-метасоматических образований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев В. И., Черепанов В. А. Петрография, петрология, литология. — В кн.: Проблемы развития советской геологии. Л., 1971, с. 146—153.
2. Драгунов В. И. Геология и изучение элементов, структуры и уровней организации вещества. — В кн.: Общие закономерности геологических явлений. Л., 1965, вып. 1, с. 55—67.
3. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., 1961. 479 с.
4. Казыцын Ю. В. О необходимости выделения оксеталитов — новой формации околорудных метасоматитов. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., 1970, с. 146—152.
5. Коржинский Д. С. Теория инфильтрационной метасоматической зональности. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 4, с. 13—35.
6. Косыгин Ю. А. Основы тектоники. М., 1974. 215 с.
7. Круть И. В. Исследования оснований теоретической геологии. М., 1973. 207 с.
8. Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А. Петрографический словарь. М., 1963. 447 с.
9. Наковник Н. И. Вторичные кварциты и их руды. — Труды ЦНИГРИ, 1936, вып., 58. 52 с.
10. Никитин В. В. Геологические исследования центральной группы Верх-Исетских заводов, Ревдинской дачи и Мурзинского участка. — Труды Геолкома. Нов. сер., 1907, вып. 22, с. 281—311.
11. Омелянченко Б. И. Околорудные изменения вмещающих пород на гидротермальных урановых месторождениях. — В кн.: Геология гидротермальных урановых месторождений. М., 1966, с. 275—322.
12. Плющев Е. В., Ушаков О. П. Структурно-вещественный принцип классификации метасоматитов. — Зап. ВМО, 1972, ч. 101, вып. 2, с. 190—203.
13. Плющев Е. В., Ушаков О. П., Шатов В. В., Беляев Г. М. Методика изучения гидротермально-метасоматических образований. Л., 1981. 262 с.
14. Проблемы развития советской геологии. Л., 1971. 335 с.
15. Розенбуш Г. Описательная петрография. 1934. 720 с.
16. Тиррель Г. В. Основы петрологии. 1933. 328 с.
17. Федосов Е. С., Никитин В. В. Богословский горный округ. Спб., 1901. 475 с.
18. Fouque F. et Michel-Levy A. Mineralogie micrographique. Roches eruptives francaises. Paris, 1879. 510 p.

19. *Michel-Levy A.* Classification des magmas des roches erouptives. Paris, 1897, p. 325—377.
20. *Richthofen F. V.* The nature systematization of volcanological rocks. Mem. Calif. Acad., 1886.
21. *Rosenbusch H.* Mikrosskopische Physiographie der massigen Gesteine. Stuttgart, 1877, p. 380—395.
22. *Washington H.* The chemistry of the Earth's crust. — Journ. Franklin Inst., 1920.
23. *Zirkel F.* Lehrbuch der Petrografic. Leipzig, 1866, Bd. 1, 2; Bd. 1—607 p., Bd. 2—635 p.

УДК 553.21/24

А. Е. ШЛЫГИН

ИГН АН КазССР

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ПНЕВМАТО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ В КАЗАХСТАНЕ

Проблема формирования пневмато-гидротермальных образований (жильных и метасоматических), особенно рудных месторождений этого генезиса, привлекает внимание с давних пор. Представления о генезисе пневмато-гидротермальных метасоматитов и тел отложения в открытых полостях (преимущественно жил) менялись неоднократно. В 20—40-х годах доминировали представления об образовании гидротермалитов в результате деятельности послемагматических растворов — продуктов кристаллизующейся преимущественно гранитоидной магмы. Идеи были подтверждены физико-химическими исследованиями по кристаллизации силикатных расплавов. С этих позиций понималось формирование практически всех гидротермальных месторождений, особенности которых объясняли расстоянием от очагов кристаллизующейся магмы. Со временем, однако, стало ясно, что разнообразие гидротермальных продуктов с позиций только «интрузивной» гипотезы объяснить невозможно, и для многих случаев требуются иные представления.

В 50—60-х годах стала преобладать гипотеза вулканогенного генезиса многих гидротермальных рудных месторождений: медно-колчеданных, колчеданно-полиметаллических, медно-порфировых, некоторых золоторудных и т. д. Появившись на примере японских колчеданно-полиметаллических месторождений типа «куроко» и уральских медно-колчеданных месторождений, она нашла многих сторонников, объяснявших вулканическими процессами генезис месторождений в областях активного и даже слабо проявленного вулканизма на Алтае, Кавказе, в Центральном Казахстане и других районах. Примерно в эти же годы было доказано, что в областях современной вулканической деятельности гидротермальные изменения пород происходят при активной, быть может, решающей роли метеорных вод, просачивающихся на значительные глубины, нагреваемых и обогащаемых другими летучими (SO_4^{2-} , S^{+2} , CO_2 и др.) за счет вулканических эманаций.

Представления о синхронности вулканизма и рудообразования позволили сделать следующий шаг — была выдвинута гипотеза о рудоотложении в областях вулканизма на поверхности литосферы, т. е. гипотеза

за гидротермально-осадочного происхождения руд. Идеи о гидротермальных продуктах, осаждающихся на морском дне, стали особенно популярными в 60—70-х годах после выявления и изучения рудоносных растворов п-ова Челекен, Красного моря, Тихого океана и т. п. Они остаются модными по настоящее время. В 70—80-е годы делаются попытки возродить бытовавшую еще в прошлом веке гипотезу происхождения гидротерм, в том числе рудоносных, путем эволюции вод метеорного происхождения (нисходящих инфильтрационных и седиментационных), проникающих на значительные глубины и обогащающихся рудными компонентами за счет вмещающих пород (латераль-секреционная гипотеза). При этом подчеркивается роль высокоминерализованных вод, рассолов, вод нефтегазосных бассейнов, смешения вод разного генезиса, разного химизма. Сушествуют также идеи о роли поровых растворов кристаллических пород, о глубинном подкоровом источнике гидротерм, о их метаморфогенном происхождении и т. п.

Сейчас очевидно, что все эти идеи о появлении гидротерм и гидротермальных образований, в том числе метасоматитов, имеют право на существование. В этом отношении оправдана позиция В. И. Смирнова о разных источниках рудного вещества и рудоносных растворов, а тем более растворов, вызывающих метасоматоз.

Изучение пневмато-гидротермальных образований началось на рудных объектах, в первую очередь, жильного типа. Исследование жильного материала стало затем дополняться изучением окологрудных измененных пород метасоматического происхождения. В дальнейшем региональные исследования показали, что метасоматиты, особенно небольшой степени преобразования, распространены не только в рудных районах, но гораздо шире. Они имеют субрегиональное распространение. Эти представления, развиваемые сейчас Е. В. Плющевым, В. В. Шатовым и другими, в том числе автором доклада, подтверждаются исследованиями, проводимыми на значительных площадях.

Таким образом, современные идеи о пневмато-гидротермальной деятельности должны исходить, во-первых, из признания возможности формирования пневмато-гидротермальных растворов при дифференциации вещества глубоких зон коры и верхней мантии, интрузивной и вулканической деятельности, за счет метаморфических, катагенетических или элизионных процессов, седиментационных и инфильтрационных вод, гораздо чаще, видимо, они имеют смешанный генезис; во-вторых, из представлений о широком площадном, региональном распространении пневмато-гидротермальных процессов, особенно метасоматического типа, и эволюции их во времени и в пространстве. Признание полигенности пневмато-гидротермальных растворов и широкого участия в них метеогенных вод сближает учение о флюидной деятельности с палеогидрогеологией, и они, в сущности, становятся единой отраслью науки. Заметим, что палеогидрогеология в действительности не является наукой гидрогеологической, поскольку ее основные методы познания — петрологические, и ответы на ставящиеся ею вопросы дает изучение геологических пород и их ассоциаций.

Широкое распространение продуктов флюидной деятельности (рудных и нерудных минеральных ассоциаций отложения, локальных и региональных метасоматитов) заставляет нас говорить о существовании флюидной петрологии наряду с петрологией магматической. Пользуясь в основном теми же методами исследования, что и магматическая петрология, флюидная, тем не менее, является самостоятельным звеном в цепи геологических наук, поскольку она изучает не только послемагматическую флюидную деятельность и ее продукты, но и более широкую

группу явлений, с магматизмом не связанных или связанных только косвенно.

С высказанных позиций интересно рассмотреть некоторые вопросы флюидной деятельности в Казахстане в геолого-историческом плане. Можно видеть, что каждой тектонической эпохе, каждому этапу становления складчатых структур свойственны определенные флюидные процессы.

Раннегеосинклинальный и инверсионный (средний) этапы геологического развития складчатых поясов отличались активной разнообразной пневмато-гидротермальной деятельностью. На относительно древних блоках преобладали гидротермально-осадочные процессы. Накопление кремнистых, кремнисто-карбонатных, кремнисто-глинистых, нередко углеродистых, ванадиеносных, фосфатных, баритоносных осадков скорее всего связано с выносом вещества из глубоких зон земной коры и даже верхней мантии в водные бассейны. Концентрации различных элементов, в том числе рудных (молибдена, свинца и др.) наряду с характерным составом толщ, условиями их залегания и картиной распределения говорят о специфичности процессов, не укладывающихся в схему обычной седиментации. Четких данных о расстояниях от зон излияний растворов до площадей седиментации нет, они могут быть различными, гидротермальные осадки не всегда локализируются непосредственно у источников. Способ отложения также, видимо, варьировал: он мог быть чисто хемогенным — путем перехода в золи, коагуляции и охлаждения; биогенным или смешанным с различной долей участия биогенных процессов. Источники водной и минеральной составляющих этих растворов скорее всего глубинные, интрателлурические. Об этом свидетельствует состав осадков и локализация на площадях устойчивых срединных массивов, где возможности концентрации и излияний магматических, метаморфогенных и прочих вод невелики. Участие инфильтрационных метеорных и морских вод в этих растворах также маловероятно из-за слабостью нарушенности устойчивых блоков и отсутствия магматических масс, которые стимулировали бы нисходящее движение растворов в открытых ко дну моря гидротермальных системах. Гидротермально-осадочными являются некоторые толщи нижнего палеозоя Каратау, Улутау, Чу-Илийских гор и т. д.

Другой тип гидротермальных продуктов раннегеосинклинального и инверсионного этапов — кремнистые яшмоидные толщи эвгеосинклинальных прогибов, связанные пространственно с вулканитами. Для них трудно предполагать отдаленную миграцию кремнистого материала. Мощность кремнистых горизонтов и их приуроченность к локальным структурам свидетельствуют о местных излияниях флюидов. Хотя остатки кремнистых организмов в них встречаются, внутренние структуры и количество органики говорят преимущественно о хемогенном осаждении кремнистого вещества через коллоидное состояние. Источник растворов и в этом случае можно предполагать глубинный. Вынос огромных количеств кремнекислоты свидетельствует о существенной десиликации исходного материала. Такая десиликация без видимого переноса других пороодообразующих компонентов (кроме железа) могла происходить только в высокощелочных растворах, т. е. тогда, когда в них присутствовал в значительном количестве натрий. Она могла идти только в нижних слоях земной коры, скорее всего на уровнях смены гранитового слоя базальтовым или базальтового ультрамафитовым. Едва ли эту десиликацию могли производить растворы какого-либо иного происхождения, кроме интрателлурического.

Сказанное не исключает деятельности на ранне- и среднегеосинкли-

нальном этапах подземных вод, проникающих с поверхности литосферы из морских или океанических бассейнов. Необходимыми условиями для этого являются: наличие трещинных систем, возможно, складчатых дислокаций и совершенно определенно — активный магматизм. Близкие к нейтральным морские воды в первую очередь должны изменять минеральные парагенезисы в сторону, отвечающую физико-химическим параметрам воздействующих растворов, т. е. изменять магматические парагенезисы на средне- и низкотемпературные гидротермальные. Должны преобладать также обменные реакции с морской водой, в которой ведущими компонентами среди катионов являются натрий и магний. Действительно, такие изменения обычны — это зеленокаменная переработка вулканогенных прогибов. Региональные и субрегиональные изменения основных и средних вулканитов зеленокаменного типа следует, по нашему мнению, объяснять воздействием циркулирующих под воздействием тепловой конвекции в трещинных зонах, проникающих из морских бассейнов вод, опускающихся на большие глубины и приобретающих достаточно высокие, возможно, даже надкритические температуры. Важнейшими процессами в этом случае являются альбитизация, хлоритизация, эпидотизация. Такие изменения, видимо, имели место в Зеленокаменной зоне Урала, в Тектурмасской, Чингиз-Тарбагатайской, Северо-Балхашской и других зеленокаменных зонах Казахстана. Естествен вопрос о генезисе колчеданных месторождений, характерных для зон зеленокаменного изменения. Можно думать, что в этом случае процессы были достаточно сложными. При основном глубинном источнике концентрирующихся металлов (магматическом или подкоровом) в рудообразующих процессах участвовали* и поверхностные воды как при гидротермально-осадочном, так и при эпигенетичном метасоматическом образовании руд.

На инверсионном этапе, как известно, ведущими процессами являлись сначала локальные, а затем и общие поднятия и формирование очагов гранитоидной магмы. Это было время наиболее сложной флюидной деятельности. Источниками растворов были мощные осадочные толщи, выделявшие седиментационные, элизионные и метаморфогенные воды, и кристаллизующиеся плутоны гранитоидов, выделявшие магматогенные растворы, включавшие как заимствованные из осадочных толщ, так и интрателлурические воды. Послемагматический калиевый метасоматоз свидетельствует об участии в процессах интрателлурических растворов, обогащенных калием, который, хорошо адсорбируясь глинистым веществом, практически отсутствует в растворах вадозового происхождения.

В условиях неоднократной активной складчатой и разрывной деятельности, метаморфизма и интрузивного магматизма возникают многочисленные циркуляционные замкнутые пневмато-гидротермальные системы полигенного происхождения. Участие инфильтрующихся с поверхности литосферы вод в этих условиях вполне возможно, но вследствие общего сжатия, связанного со складчатыми дислокациями, видимо, оно не было столь важным, как на предшествующем и последующем этапах. Следы гидротермальной деятельности этого типа в Казахстане широко распространены. Это зоны субрегионального и локального метасоматоза, контактового и послемагматического метаморфизма, скарновые поля, трещинно-жилные объекты и т. д.

Своеобразным флюидным режимом обладает послеконсолидационный орогенный этап с характерным субсеквентным вулканизмом кислото и средне-основного типов. Активный близповерхностный интрузивный и вулканический магматизм, относительно более слабый, чем на инверсионном этапе, пликативные дислокации при достаточно активных дизъ-

юнктивных, преобладание суши обуславливают специфику флюидного режима приповерхностных зон. Исследования в областях современного вулканизма доказали доминирование вод поверхностного водообмена в синвулканических и послевулканических процессах. Разные гипсометрические уровни, с которых идет инфильтрация метеорных вод суши, сложный температурный режим (чередование нагретых и относительно холодных участков, распространение трещинных зон и разломов) обуславливают активную динамику подземных вод в вулканических областях, а поступление вулканических эманаций и тепла определяет высокую агрессивность растворов, причем ведущей особенностью возникающих гидротермальных растворов была высокая кислотность.

В таких условиях возникали вторичные кварциты и аргиллизиты, в формировании которых участвовали в основном метеорные воды. По-настоящему, почему большинство этих метасоматитов не несет промышленного оруденения. Здесь преобладают выщелачивание и вынос большинства окислов за исключением кремнезема и глинозема.

В свете высказанных суждений очевидна беспочвенность спора о происхождении вторичных кварцитов (в связи с вулканизмом или с малоглубинными интрузивами). Ясно, что они появляются там, где существует благоприятная тектоническая сеть и соответствующий температурный режим, а это возможно и в областях вулканизма, и в областях приповерхностного плутонизма. Оруденение, особенно промышленное, требует особых условий и может быть связано с вторичными кварцитами лишь косвенно, в случае использования общей трещинной сети.

Более глубоким зонам и более закрытым условиям на орогенном этапе свойственны гидротермальные растворы иного генезиса. Существенную роль здесь играли послемагматические растворы сложного генезиса, коровые, элизионного и метаморфического происхождения, а также, возможно, и проникающие в магматические очаги трещинные метеорные воды глубокой циркуляции. Существенное значение, видимо, играли и интрателлурические калиевые растворы, производящие калишпатизацию гранитоидов, вулканических пород, участвующие в образовании калишпатсодержащих золоторудных месторождений.

Примеры региональной и локальной минералообразующей деятельности различных по генезису гидротермальных растворов для орогенного этапа — девонские, карбоновые, пермские массивы вторичных кварцитов и субрегиональной пропилитизации, связанные с поверхностной циркуляцией нагретых в вулканических областях вод метеорного происхождения. Это также продукты флюидной деятельности в массивах гранитоидов часто повышенной щелочности и вблизи них, поля роговиков, скарноидов, скарнов и т. п.

Особенности формирования и деятельности флюидных растворов на этапах тектономагматической активизации сходны с таковыми, описанными для орогенного режима. В Казахстане это касается областей развития карбонового и позднепалеозойского магматизма на площадях каледонской консолидации.

Своеобразна флюидная деятельность и на квазиплатформенном этапе геологического развития. Отсутствие достаточно активных магматических процессов, умеренность пликтивных дислокаций при достаточно интенсивных разрывных, особенно в краевых зонах консолидированных массивов (например, на площадях неустойчивой каледонской консолидации в фаменское и раннекаменноугольное время) — все это обуславливает специфику флюидной деятельности. В этих условиях послемагматические растворы, видимо, практически отсутствовали. Возможности инфильтрации метеорных вод ограничены из-за пологого залегания и зам-

кнутости структур. Пологое залегание толщ и слабый диагенез благоприятствовали повышению роли седиментационных и элизионных коровых вод. По всей видимости, на этом этапе вновь возрастало значение глубинных вод — интрателлурических и вод длительно существовавших глубоких замкнутых систем, сохранявшихся многие миллионы, может быть, десятки миллионов лет и накопивших, вследствие этого, повышенные содержания рудных компонентов.

В известной мере режим флюидной деятельности становится близким к режиму относительно устойчивых массивов на раннегеосинклинальном этапе. Вновь появляются хемогенные железистые, марганцевые, баритовые осадки, накапливающиеся в периоды опускания. Существенным отличием квазиplateформенного этапа является активная деятельность седиментационных вод, часто связанных с нефте- и газонакоплением, соленых и даже рассолов и потому обладающих высококовостановительными свойствами. Взаимодействия вод разного генезиса могли создавать благоприятные реакционные условия. Известно, что к этому этапу относят появление месторождений типа медистых песчаников. Если даже не стоять на позиции их экзогенного происхождения, надо учитывать участие в этих процессах инфильтрационных и седиментационных вод вместе с глубинными.

В Казахстане площади с таким режимом флюидной деятельности широко распространены. Он, видимо, господствовал на площадях каледонской консолидации уже в фамен-раннекаменноугольное время и во всяком случае в позднем палеозое.

Изложенные представления о полигенности пневмато-гидротермальных растворов, специфичности флюидных режимов на каждом этапе геосинклинального геологического развития, выработанные на казахстанском материале, находятся в соответствии со многими общепринятыми идеями, и, возможно, об этом можно было бы не говорить, если бы до сих пор не существовали попытки связывать во всех случаях флюидные процессы, в частности рудообразование, с определенными видами магматической деятельности. Флюидная деятельность гораздо более разнообразна и распространена шире, чем магматическая, и требует более разностороннего подхода, чем только с позиций ортодоксального магматизма.

Другой вывод, вытекающий из высказанных положений, заключается в необходимости развития флюидной петрологии как специфической области геологической науки, занимающейся изучением продуктов пневмато-гидротермальной деятельности различных по генезису растворов. Флюидная петрология должна рассматривать не только локальные объекты (сколорудные измененные породы, жилы и т. п.), но и субрегиональные и региональные площади слабоизмененных пород. Наконец, флюидная петрология должна быть наукой исторической — рассматривать развитие процессов во времени и в пространстве в зависимости от тектонсмагматического режима, от особенностей геологического развития.

О КРИТЕРИЯХ РУДОНОСНОСТИ МЕТАСОМАТИТОВ

На современном этапе поисков труднооткрываемых месторождений околорудные гидротермально измененные породы имеют решающее значение в выявлении скрытых и слабопроявленных объектов. Вместе с тем известно, что не всегда метасоматически преобразованные породы содержат промышленные концентрации полезных компонентов и тем более не все ореолы метасоматитов несут кондиционные рудные тела. В этой связи в практике геологоразведочных работ обнаружение «околорудных» пород еще не гарантирует выявления новых рудных тел и месторождений. Для этой цели необходимо использовать критерии рудоносности метасоматитов.

Преклудное значение метасоматически преобразованных пород постоянно служит предметом обсуждения всесоюзных конференций по метасоматизму и рудообразованию, а критериям их рудоносности был посвящен специальный симпозиум (Алма-Ата, 1969 г.). Целенаправленные исследования, проведенные на ряде рудных полей и месторождений, анализ и обобщение опубликованных материалов позволяют рассмотреть вопросы оценки рудоносности метасоматитов по комплексу критериев.

В обсуждаемой проблеме необходимо различать: 1) критерии прогнозирования рудоносных метасоматических формаций; 2) критерии рудоносности метасоматитов. Первые связаны с прогнозной оценкой территорий на эндогенные полезные ископаемые и отражают благоприятное сочетание рудообразующих факторов — структурно-тектонических, литолого-формационных, магматических, метаморфических, метасоматических, геохронологических, геохимических и геофизических. Их нередко в качестве региональных критериев причисляют ко второй группе, что неоправданно не способствует раскрытию сущности поставленной задачи. Вторые позволяют непосредственно оценить практическую значимость выявленных ареалов и ореолов гидротермально измененных пород.

Вторые можно подразделить на геолого-структурные, минералого-геохимические и геофизические. Геолого-структурные критерии касаются чрезвычайно большого разнообразия благоприятных геологических обстановок рудоотложения в связи с теми или иными метасоматическими формациями и могут рассматриваться лишь в качестве косвенных критериев. К косвенным относятся и геофизические критерии. Это особые вопросы, которые требуют самостоятельного изучения. Минералого-геохимические критерии принадлежат к категории прямых критериев. В идеальном случае следовало бы сформулировать критерии разбраковки метасоматитов на рудные и безрудные и критерии оценки рудоносных ореолов гидротермально измененных пород (масштаб оруденения, глубина залегания, эрозионный срез ореолов). Однако степень изученности этих вопросов позволяет рассмотреть их лишь в самом общем виде в качестве постановочных и проиллюстрировать конкретными частными примерами.

Минералогические критерии: 1) развитие в рудоносных ореолах метасоматитов минералов с иными химическими и физическими свойствами

ми, нежели в безрудных; 2) развитие в рудоносных ореолах сорудных метасоматитов — так называемых околопрожилковых изменений рудной стадии; 3) развитие на периферии рудоносных ореолов прожилковой минерализации дорудной, рудной и пострудной стадий.

1. Изучение минералогии окоlorудных пород месторождений различных генетических типов свидетельствует об изменении химического состава и физических свойств ряда минералов в окоlorудном пространстве. Такой опыт получен при исследовании хлоритов и серицитов колчеданных месторождений и флогопитов изумрудноносных слюдитов.

На Летнем медно-колчеданном месторождении в Северных Мугоджарах для рудоносных ореолов кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов характерен тюрингит, а безрудным внешним зонам ореолов, зеленокаменным породам и пострудным метасоматитам свойственны пеннин, клинохлор и прохлорит [4]. По наблюдениям А. А. Иванова [7] колчеданоносные метасоматиты Полевского района Среднего Урала отличаются дифференцированными химическими свойствами основных минералов. Надрудные «серициты» существенно натровые или калинатровые (парагониты), а окоlorудные и подрудные — калиевые. Хлориты надрудных зон и висячих боков ореолов принадлежат к корундофиллитам — прохлоритам, тогда как в подрудных сечениях и лежащих боках рудных залежей распространены пеннин-клинохлоры.

Флогопиты изумрудноносных слюдитовых комплексов Мурзинско-Адуйской полосы на восточном склоне Среднего Урала отличаются специфическими физическими свойствами. Промышленно изумрудноносными являются только алогипербазитовые слюдиты [11]. Наиболее высококачественные изумруды характерны для буровато-серых слюдитов [6].

2. Средне-низкотемпературным месторождениям, размещающимся в метасоматитах дорудной стадии кислотного выщелачивания, свойственно сопряженное оруденение, образующееся в стадию осаждения, накладывающееся на гидротермально измененные породы в сопровождении сорудных метасоматитов. На одном из урановых месторождений прожилково-вкрапленные руды приурочены к центральным частям ореолов интенсивно березитизированных и пиритизированных пород и сопровождаются околопрожилковыми изменениями. Последние выразились в интенсивном развитии анкеритов и железистых хлоритов (рипидолита, диабантина, прохлорита) в окоlorудно измененных алевролитах и гематитизации вулканитов кислого состава [9]. Ореолы березитизированных и пиритизированных пород, рудосопровождающие метасоматиты и рудные тела приурочены к одним и тем же разрывным нарушениям. Масштабы развития внутренних зон березитов в 10—15 раз превышают размеры рудных тел, а рудосопровождающих метасоматитов — в 1,5—2 раза. Наличие во внутренних зонах ореолов березитов продуктов рудосопровождающего метасоматоза служит надежным показателем их рудоносности.

3. Прожилковая минерализация дорудной, рудной и пострудной стадий может быть использована в качестве критерия рудоносности метасоматитов. Наличие бедной прожилковой, прожилково-вкрапленной рудной минерализации во внешних зонах ореолов измененных (окоlorудных) пород на стадии разбраковки однозначно свидетельствует об их рудоносности.

На среднетемпературных урановых месторождениях в щелочных натровых метасоматитах докембрия в верхних частях метасоматических тел образуются ореолы переотложенного кварца вследствие выноса кремнезема из внутренних зон ореолов альбититов [8]. Переотложенный кварц слагает жилы и прожилки, а также замещает натровые метасома-

титы с образованием почти мономинеральных кварцевых пород — надрудных «кварцевых шапок». Проявление прожилково-метасоматического окварцевания служит критерием рудоносности и оценки степени эрозионного вскрытия ореолов измененных пород.

В одном из ураноносных районов рудоносные ореолы пиритизированных березитов окружены ореолами безрудных прожилков. В составе последних — хлорит, гематит, пирит, кварц, гидрослюда, флюорит, карбонат [3]. Такие ореолы легко выявляются в процессе полевой документации естественных обнажений, горных и буровых выработок с оценкой удельной прожилковатости [5] и последующего построения планов и разрезов. Этот критерий позволяет не только выявить рудоносные ореолы метасоматитов, но и оценить уровень их эрозионного среза. С этой целью в разведочных профилях месторождения наряду с отражением метасоматической зональности строили ореолы развития прожилковой минерализации. В сечениях ореолов с шагом 50 м выше и ниже границ рудных тел, а также на их уровне подсчитывали линейную продуктив-

ность ореолов (в контурах границ $C_i = 1$ балл) по формуле:
$$Myn_i = \sum_{i=1}^n C_i l_i$$

(метр-балл), где Myn_i — линейная продуктивность ореола прожилковой минерализации, м-б; C_i — удельная прожилковатость, в баллах; l_i — ширина зоны ореола с i -м значением удельной прожилковатости, м.

При весьма больших вариациях значений Myn_i устанавливается уменьшение величины продуктивности от надрудных сечений ореолов к подрудным: надрудная зона (до 250 м выше рудных тел) 110—723 м-б, околорудная зона 22—599 м-б, подрудная зона (до 150 м ниже рудных тел) 10—130 м-б. Общая тенденция: надрудные сечения $Myn_i \geq 100$ —150 м-б, подрудные сечения $Myn_i \leq 100$ —150 м-б.

Меньшими колебаниями величин характеризуется коэффициент относительной удельной прожилковатости ($K_{упо}$): 1,1—4,2 в надрудной области и 0,9—0,2 в подрудной.

$$K_{упо} = \frac{Myn_i}{Myn_n}$$
, где Myn_i — величина продуктивности удельной прожилковатости на заданных сечениях ореолов и других тел; Myn_n — то же на уровне нижних сечений рудных тел.

В надрудной зоне (верхняя граница рудных тел и выше до 250 м) средняя величина $K_{упо} = 2,2$ —3,0. На уровне нижних и средних сечений $K_{упо} = 1,0$ —1,7. В подрудной области (до 150 м ниже границы рудных тел) $K_{упо} < 1,0$. Общая тенденция: рудные тела и надрудные сечения $K_{упо} > 1,0$; подрудные сечения $K_{упо} < 1,0$.

Приведенные материалы отражают лишь первые результаты исследований этого вопроса. Однако уже сейчас достаточно отчетливо видно, что изучение характера распределения прожилковой минерализации в околорудном пространстве представляет немалый интерес в качестве критерия рудоносности метасоматитов и оценки уровня эрозии ореолов гидротермально измененных пород и рудных тел.

Геохимические критерии: 1) геохимическая специализация рудоносных метасоматитов на формационно-фациальном, породном и минеральном уровнях; 2) развитие эндогенных ореолов элементов-индикаторов оруденения в гидротермально измененных породах; 3) изотопные соотношения рудообразующих элементов.

1. Геохимическая специализация метасоматитов является одним из важных признаков их формационной принадлежности и металлогениче-

ской специализации. Это позволяет уверенно использовать геохимическую специализацию метасоматических формаций, фаций, пород и метасоматических минералов в целях разбраковки и выделения рудоносных метасоматитов.

Весьма ценные сведения содержатся в геохимических спектрах метасоматических минералов околорудных пород. Так, по данным А. А. Иванова [7], в пиритах колчеданосных ореолов кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов Полевского района сконцентрированы Cu, Zn, Pb, Ag, Co, As и Bi; преимущественно в серицитах сосредоточены Rb, Ba, V, Mo, Sn, а в хлоритах — V, Mn, Sc, Sr, Ge. Уровень содержания некоторых элементов в минералах существенно меняется в зависимости от положения в вертикальном разрезе ореолов измененных пород. В надрудных серицитах по сравнению с подрудными концентрации V вдвое ниже, а Ni и Cr на порядок ниже, Zn, Ag и Ba — на порядок выше. Хлориты надрудных частей ореолов содержат Ni и Cr на порядок выше по сравнению с подрудными хлоритами.

2. Генетические и пространственные соотношения эндогенных геохимических ореолов и околорудных метасоматитов общеизвестны. Систематическое литохимическое опробование гидротермально измененных пород, выявление геохимических ореолов элементов-индикаторов оруденения служит надежным критерием рудоносности метасоматитов. Оценка геохимических ореолов позволяет определить степень эродированности ореолов гидротермально измененных пород, обнаружить скрытые рудные тела и месторождения.

3. Состав изотопов рудообразующих элементов дает возможность решать ряд задач прикладного характера. По данным М. Л. Голуб [2], изотопный состав серы содержит важную информацию о происхождении, температуре образования и формационной принадлежности сульфидной минерализации на месторождениях Урала. Это может быть использовано в качестве одного из критериев рудоносности метасоматитов.

Геофизические критерии по характеру физических полей и их оптимальному сочетанию позволяют с высокой эффективностью выделять ореолы измененных пород с потенциальной рудоносностью. На одном из месторождений уран-молибденовой рудной формации рудные тела с промышленными параметрами локализуются в интенсивно березитизированных и пиритизированных вулканогенных породах. Гидротермально измененные породы и руды дифференцируются по магнитным, электрическим, плотностным и радиоактивным свойствам [1]. Опыт комплексного применения геологической съемки м-ба 1:10 000, магниторазведки и дипольного профилирования показал их высокую эффективность в обнаружении пиритизированных березитов. Буровая проверка перспективных аномалий привела к вскрытию кондиционного оруденения.

Использование анизотропии электрических полей для обнаружения колчеданных залежей в полях рассланцованных кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов Урала показано в работе А. А. Редозубова [10].

Рассмотренные материалы свидетельствуют о большом прикладном значении критериев рудоносности метасоматитов. Вместе с тем мы предполагаем весьма ограниченным арсеналом критериев небольшого круга месторождений. Из них, пожалуй, лишь эндогенные геохимические ореолы наиболее широко используются в практике геохимических поисков рудных месторождений. Необходима постановка целенаправленных исследований по всем рудоносным метасоматическим формациям в разрезе их минералогической специализации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алтынцев Ю. В., Грязнов О. Н. Околорудные изменения пород и их картирование геофизическими методами. — Труды Свердловского горного ин-та, 1971, вып. 81, с. 56—60.
2. Гаррис М. А., Голуб М. Л. Возрастные и генетические критерии перспективной оценки площадей, выбора направлений и методики геологоразведочных работ на колчеданное оруденение в докембрии и палеозое Урала. — В кн.: Критерии и методика поисков скрытых колчеданных месторождений Урала: Тезисы докл. совещ. Уфа, 1975, с. 47—49.
3. Грязнов О. Н., Дворников Ю. А., Душин В. А. Зональность гидротермально измененных вулканогенных пород как критерий оценки рудных проявлений. — Труды Свердловского горного ин-та, 1971, вып. 81, с. 25—33.
4. Грязнов О. Н., Чесноков В. И., Берг Л. Я. Метасоматическая зональность медноколчеданных месторождений Домбровского района: (Северные Мугоджары). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 2, с. 101—111.
5. Дворников Ю. А., Грязнов О. Н., Ослоповских В. Н. К методике детального картирования гидротермальных метасоматитов на количественной основе. — Труды Свердловского горного ин-та, 1975, вып. 112, с. 134—144.
6. Жернаков В. И. Типоморфные особенности флогопита из изумрудноносных участков апогипербазитовых слюдитовых жил. — Труды Свердловского горного ин-та, 1976, вып. 124, с. 83—86.
7. Иванов А. А. Петрохимические и минералого-геохимические особенности измененных пород как поисковый признак скрытого колчеданного оруденения (Полевской район). — В кн.: Геология, поиски и разведка рудных и нерудных месторождений Урала. Свердловск, 1980, вып. 3, с. 21—39.
8. Казанский В. И., Омеляненко Б. И., Прохоров К. В. О вертикальной зональности ураноносных натровых метасоматитов. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., 1974, с. 92—100.
9. Колчин Л. Н. Околорудные метасоматиты одного из рудных полей и их поисково-оценочное значение. — В кн.: Рудоносные метасоматические формации Урала: Тезисы докл. совещ. Свердловск, 1976, с. 34—35.
10. Редозубов А. А. Теория и практика электрической разведки рудоносных зон: (на примере поисков медноколчеданных месторождений Урала). — Автореф. дис. ... д-ра геол.-мши. наук, 1978. 36 с.
11. Шерстюк А. И., Жернаков В. И., Койнов А. А. Поисково-оценочные признаки изумрудноносности. — Труды Свердловского горного ин-та, 1975, вып. 106, с. 102—106.

УДК 552.321.1:553.2

А. Т. ХИТРУНОВ, Р. В. ПУТАЛОВА

ДВИМС, ИГН АН КазССР

МИНЕРАЛЬНЫЕ ФАЦИИ ГРАНИТОИДОВ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

Широко применяемые в последние годы методы формационного анализа иногда оказываются малоэффективными при сопоставлении пространственно разобщенных магматических комплексов сходного геологического строения и петрографического состава. В основном это связано с тем, что формационный анализ практически не содержит информации о тонком минеральном составе гранитоидов. В связи с этим при изучении магматических пород целесообразно более широко использовать понятие «минеральная фация». Главным определяющим признаком минеральной фации являются физико-химические условия формирования гранитоидов: кристаллизация магматического расплава близкого химического состава в изофациальных условиях должна привести к образованию

одинаковых парагенезисов породообразующих и акцессорных минералов.

К главным параметрам, определяющим условия кристаллизации гранитоидов, можно отнести температуру, давление, щелочность (или щелочнометалльность в понимании активности щелочных металлов, по Д. С. Коржинскому), водонасыщенность, газовый состав и окислительно-восстановительные условия. К сравнительной оценке некоторых из этих параметров можно подойти путем изучения состава породообразующих минералов и их парагенезисов. Целесообразно использовать химизм наиболее широко распространенных железомagneзиальных минералов — биотитов и амфиболов, а также парагенетические взаимоотношения некоторых акцессорных минералов.

Из экспериментальных работ [9] известно, что железистость биотитов и амфиболов определяется давлением воды, температурой и фугитивностью кислорода. Можно считать, что для изотермических условий она является функцией отношения активностей кислорода и воды: $[O_2]^{0.5} / [H_2O]$. Повышение фугитивности кислорода влечет за собой понижение железистости биотитов и амфиболов за счет образования магнетита, в то время как повышение давления воды расширяет область устойчивости гидроксилсодержащих железомagneзиальных минералов [4]. Таким образом, по особенностям распределения железа между минеральными фазами гранитоидов появляется возможность сравнительной оценки $[O_2]^{0.5} / [H_2O]$. Для этого целесообразно использовать соотношение железистостей гранитоидов и железомagneзиальных минералов:

$$K_{Fe} = X_{Fe} \left| \frac{aX_{Fe}^{Bi} + bX_{Fe}^{Am}}{a+b} \right|$$
, где X_{Fe} , X_{Fe}^{Bi} , X_{Fe}^{Am} — отношения атомов Fe/(Fe + Mg) в граните, биотите и амфиболе соответственно, a и b — содержания биотита и амфибола, вес. %.

Величина фугитивности кислорода, как было показано А. А. Маркушевым [1], может служить мерой окислительно-восстановительных условий магматического процесса, поскольку она является суммарным показателем соотношения активностей окисленных и восстановительных форм флюида: H_2O/H_2 , CO_2/CO и т. д.

Для оценки щелочности может быть применена глиноземистость биотитов ($X_{Al}^{Bi} = Al/(Si + Al + Fe + Mg)$), которая понижается с повышением потенциала калия [2].

На основании сказанного выше для фациального расчленения гранитоидов предлагается использовать диаграмму $K_{Fe} - X_{Al}^{Bi}$, которая, с одной стороны, отображает соотношение активности кислорода и воды, а с другой — щелочные условия формирования гранитоидов. Для выделения конкретных фаций в указанных координатах использован видовой состав типоморфных акцессорных минералов.

Для расчленения гранитоидов по соотношению активности кислорода и воды использованы магнетит и ильменит. Присутствие одного из них или их парагенезис, видимо, выражают определенную величину фугитивности кислорода. Кроме того, встречаются гранитоиды, практически лишенные оксидных минералов железа. В последних железистость гранитов и биотитов близка. Аналогичные соотношения сохраняются и при появлении ильменита, хотя в этом случае железистость гранитов несколько превышает железистость биотитов. Повышение фугитивности кислорода вызывает появление магнетита и в то же время приводит к понижению железистости биотитов и амфиболов. В таком случае железистость гранитов будет превышать железистость железомagneзиальных минералов и тем больше, чем выше содержание магнетита в горной по-

роде. По этому принципу представляется возможным выделить три группы фаций окисленности. Низкоокислительные фации характеризуются присутствием ильменита или вообще отсутствием оксидных минералов железа. Верхняя граница ее (K_{Fe} до 1,1) проведена по появлению магнетита. Группа умеренноокисленных фаций включает гранитоиды с магнетитом и ильменитом. Нижняя граница ее определяется появлением магнетита, а верхняя — неустойчивостью ильменита ($K_{Fe} = 1,1-1,6$). Высокоокисленные гранитоиды содержат только магнетит (K_{Fe} более 1,6).

Для выделения фаций щелочности использованы сфен, ортит, ильменит, флюорит, топаз и гранаты альмандин-спессартитового ряда. Ранее нами [5] было показано, что сфен и ортит выражают условия повышенной щелочности, а ильменит — пониженной. Действительно, в порядке повышения глиноземистости биотитов (понижение щелочности) наблюдается закономерная смена названных минералов, в соответствии с чем выделены четыре группы щелочности. Условиям наиболее высокой щелочности соответствуют сфен и ортит (рис. 1, поле IV). С понижением

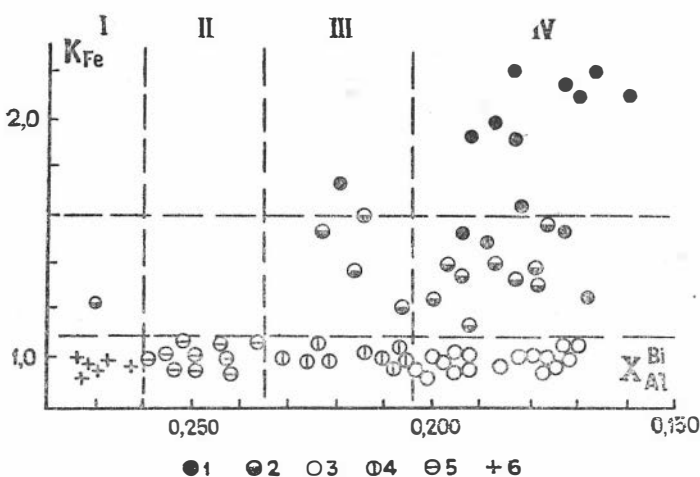


Рис. 1. Диаграмма $K_{Fe}-X_{Al}^{Bi}$ для гранитоидов.

I—IV — поля щелочности; 1—6 — типы акцессорной минерализации: 1 — магнетит+сфен, 2 — магнетит+ильменит, 3 — сфен±ортит, 4 — флюорит±ильменит, 5 — ильменит, 6 — топаз, гранаты альмандин-спессартитового ряда

щелочности появляется флюорит. Содержание ильменита низкое (поле III). Дальнейшее понижение щелочности приводит к увеличению содержания в породах ильменита, ассоциирующего с монацитом (поле II). Условиям наиболее низкой щелочности (поле I) отвечают граниты с высокоглиноземистыми минералами (топаз, гранаты, мусковит, кордиерит).

Таким образом, использование особенностей распределения железа между оксидами и железомagneзиальными минералами, с одной стороны, и глиноземистости биотитов — с другой, позволяет выделить конкретные фации гранитоидов. Каждая из выделенных фаций имеет близкий минеральный парагенезис (кварц+плагиоклаз+каликатровый полевоый шпат+биотит±амфибол), но отличается химическим составом биотитов, амфиблов и набором типоморфных акцессорных минералов.

Остановимся на практической значимости предлагаемой диаграммы. Во-первых, представляется возможность фациального расчленения гра-

нитондов сходного минерального состава. На этой основе может быть прослежена пространственная и временная эволюция окислительно-восстановительных и щелочных условий формирования гранитоидов. Во-вторых, на основе предлагаемой диаграммы может быть произведена оценка возможной металлоночности гранитоидов.

В последние годы все большее признание получают представления, согласно которым потенциальная рудоносность гранитоидов определяется не только изначальным обогащением магм рудными элементами, но и физико-химическими условиями их формирования. В процессе рудогенеза важная роль принадлежит окислительно-восстановительным реакциям, поскольку изменение валентного состояния какого-либо элемента влечет за собой изменение его кислотно-основных свойств, а, следовательно, и характера взаимосвязи с летучими компонентами, условий изоморфного вхождения его в структуру породообразующих минералов и рассеяния в горных породах.

Влияние окислительно-восстановительных условий на формирование рудносных интрузий целесообразно рассмотреть на примере таких металлов, как олово, молибден, вольфрам и медь, для которых генетическая связь с конкретными интрузивными массивами часто не вызывает особых сомнений. Сопоставление степени окисленности и щелочности гранитоидов, ассоциирующих с молибденовым, оловянным, вольфрамовым и медно-молибденовым оруденением, показывает наличие определенных закономерностей. Все молибденоносные гранитоиды отличаются

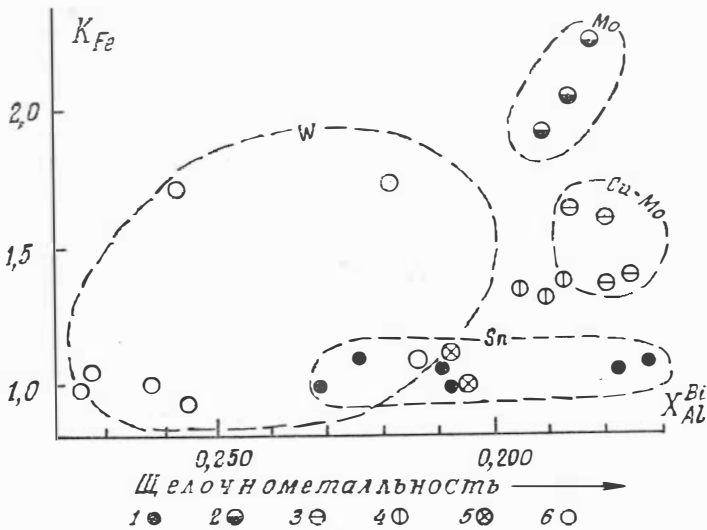


Рис. 2. Диаграмма $K_{Fe}-X_{Al}^{Bi}$ для гранитоидов с различной рудоносностью.

Интрузивные массивы, ассоциирующие с оловянной (1), молибденовой (2), медно-молибденовой (3), вольфрам-молибденовой (4), оловянно-вольфрамовой (5) и вольфрамовой (6) минерализацией

высокой окисленностью и щелочностью (рис. 2). Оловоносным гранитоидам, напротив, свойственна низкая окисленность, но диапазон изменения щелочности значителен. При этом гранитоиды, с которыми ассоциируют касситерит-силикатные месторождения, отличаются от гранитоидов, вмещающих касситерит-кварцевые руды, более щелочными условиями формирования. Гранитоиды, в генетической связи с которыми на-

ходится медно-молибденовые месторождения, по характеру окисленности занимают промежуточное положение между молибдено- и оловоносными гранитоидами. Вольфрамоносные гранитоиды обладают наиболее низкой щелочностью и различной окисленностью. В низкоокислительных условиях с вольфрамом ассоциирует олово, а в высокоокислительных — молибден.

Отмеченная зависимость показывает, что изменение окислительно-восстановительных условий магматического процесса является одним из определяющих факторов рудоносности гранитоидов, что, вероятно, связано с различной формой нахождения элементов в магматическом расплаве. На основе известных представлений об окислительно-восстановительных процессах в магме [6] можно высказать некоторые соображения об их направленности.

Понятие окислительно-восстановительного потенциала как интенсивной величины подразумевает соотношение между окисленными и восстановленными формами элементов в единой магматической системе в виде:

$$Eh = E_{Fe}^0 + \frac{RT}{nF} \ln \frac{[Fe^{3+}]}{[Fe^{2+}]} = E_{Sn}^0 + \frac{RT}{nF} \ln \frac{[Sn^{4+}]}{[Sn^{2+}]} \dots,$$

где E^0 — стандартные электродные потенциалы полуреакций соответствующих элементов, $[Fe^{3+}]/[Fe^{2+}]$ — отношение активности окисленных и восстановленных форм элементов, F — число Фарадея, n — число электронов.

Из приведенного выражения следует, что соотношение активности окисленных и восстановленных форм элементов при конкретной величине Eh должно быть пропорционально их стандартным электродным потенциалам полуреакций. Изменение Eh должно привести к смещению этих соотношений для всех элементов в ту или иную сторону. Отсутствие термодинамических констант для ионов в магматическом расплаве не позволяет количественно оценить их вероятные соотношения. Некоторые выводы о направленности окислительно-восстановительных реакций можно получить из анализа устойчивости окислов рудных элементов различной валентности с FeO и Fe_2O_3 (см. табл.).

Расчет равновесий реакций для некоторых окислов переменной валентности при 800°C

Реакция	Реакция в ионной форме	$\lg K_T = \frac{-\Delta Z}{RT}$
1. $Fe_2O_3 + MoO_2 = 2FeO + MoO_3$	$2Fe^{3+} + Mo^{4+} = 2Fe^{2+} + Mo^{6+}$	-3,52
2. $Fe_2O_3 + Cu_2O = 2FeO + 2CuO$	$2Fe^{3+} + Cu^{1+} = 2Fe^{2+} + Cu^{2+}$	-6,28
3. $Fe_2O_3 + SnO = 2FeO + SnO_2$	$2Fe^{3+} + Sn^{2+} = 2Fe^{2+} + Sn^{4+}$	1,38
4. $Fe_2O_3 + WO_2 = 2FeO + WO_3$	$2Fe^{3+} + W^{4+} = 2Fe^{2+} + W^{6+}$	0,89
5. $SnO + WO_3 = SnO_2 + WO_2$	$Sn^{2+} + W^{6+} = Sn^{4+} + W^{4+}$	0,56
6. $WO_2 + MoO_3 = WO_3 + MoO_2$	$W^{4+} + Mo^{6+} = W^{6+} + Mo^{4+}$	4,41
7. $SnO + MoO_3 = SnO_2 + MoO_2$	$Sn^{2+} + Mo^{6+} = Sn^{4+} + Mo^{4+}$	4,90
8. $Cu_2O + MoO_3 = 2CuO + MoO_2$	$Cu^{1+} + Mo^{6+} = Cu^{2+} + Mo^{4+}$	-2,76
9. $Cu_2O + SnO_2 = 2CuO + SnO$	$2Cu^{1+} + Sn^{4+} = 2Cu^{2+} + Sn^{2+}$	-7,67

При всех реальных отношениях активностей Fe_2O_3 и FeO реакции (1) и (2) сдвинуты в сторону низших окислов молибдена и меди. Для олова и вольфрама в зависимости от отношения $[Fe_2O_3]/[FeO]$ возможны ассоциации ионов $Sn^{2+} + W^{4+}$, $Sn^{2+} + W^{6+}$ в низкоокислительных и $Sn^{4+} + W^{6+}$ — в высокоокислительных условиях (реакции 3, 4, 5). Существование олова в магматическом расплаве в виде Sn^{2+} было доказа-

но экспериментально [3]. Восстановление олова до Sn^{2+} создает благоприятные предпосылки для накопления его в продуктах заключительных стадий магматической дифференциации в связи с его большим ионным радиусом, в то время как существование Sn^{4+} способствует вхождению его в структуры породообразующих силикатов и рассеянию в магматических породах [7].

Расчет реакций (6), (7), (8) показывает, что Mo^{6+} может быть окислителем по отношению к Fe^{2+} , W^{4+} , Sn^{2+} . Отсюда вытекает предположение, что молибден в магматическом расплаве может находиться в более низкой форме окисления, чем Mo^{4+} , а устойчивость последнего обеспечивается только в высокоокислительных условиях. Это, видимо, и является основной причиной взаимосвязи молибденовых месторождений с высокоокисленными гранитами. Из расчета реакций (4), (8), (9) следует, что Cu^{2+} также является сильным окислителем по отношению к Fe^{2+} , Mo^{4+} , Sn^{2+} , и наиболее вероятно существование меди в магматическом расплаве в виде Cu^{1+} во всем диапазоне окислительно-восстановительных условий, в рамках устойчивости Fe^{2+} и Fe^{3+} . Большой ионный радиус Cu^{1+} и сильное родство с серой и хлором делают его в определенной мере индифферентным к магматическому расплаву. Существование комплексных медно-молибденовых месторождений, видимо, является следствием совпадения двух благоприятных факторов: высокоокислительных условий формирования интрузий, обеспечивающих концентрирование молибдена в продуктах заключительных стадий магматического процесса, и высокой активности серы, способствующей фиксации меди в виде сульфида.

Приведенные данные показывают, что применение метода фацеального анализа при исследовании гранитоидов позволяет решать многие петрологические проблемы как при анализе условий их формирования, так и при оценке рудоносности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Маракушев А. А. Анализ окислительно-восстановительных условий глубинного минералообразования. — В кн.: Современные методы петрологических исследований. М., 1976, с. 11—29.
2. Маракушев А. А., Тарарин И. А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 3, с. 20—37.
3. Некрасов И. Я., Эпельбаум М. Б. и др. Изучение модельной системы гранит— $\text{SnO}(\text{SnO}_2)$ — флюид. Зависимость содержания олова в кварц-альбитовом расплаве от f_{O_2} . — ДАН СССР, 1979, т. 247, № 3, с. 696—699.
4. Хитаров Н. И., Нагангян Л. В., Лебедев Е. Б. Кристаллизация расплава дацитового состава в условиях давления водяного пара от 500 до 3000 кг/см². — Геохимия, 1969, № 1, с. 8—13.
5. Хитрунов А. Т., Пугалова Р. В., Бердина Л. Е. Петрогенетическое значение особенностей распределения титана в гранитоидах. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1981, № 2, с. 21—25.
6. Щербина В. В. Основы геохимии. М., 1972. 295 с.
7. Ishihara S., Terashima S. The tin content of the Japanese granitoids and its geological significance on the Cretaceous magmatism. — J. Geol. Soc. Jap., 1977, v. 83, N 10, p. 657—664.
8. Popp R. K., Gilbert M. C., Craig J. R. Stability of Mg—Fe amphiboles with respect to oxygen fugacity. — Amer. Miner., 1977, v. 62, N 1-2, p. 1—12.
9. Wones D. R., Eugster H. P. Stability of biotite; experiment theory and application. — Amer. Miner., 1965, v. 50, N 9, p. 1228—1272.

О ЛИКВАЦИОННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ МАГМ НА ПРИМЕРЕ
ЗОЛОТОНОСНЫХ СТРУКТУР КАЗАХСТАНА

Тесная парагенетическая ассоциация промышленных концентраций золота с различными по составу и возрасту интрузивными образованиями обусловила детальное петролого-минералогическое и геохимическое изучение магматических комплексов с целью выявить наиболее типоморфные диагностические признаки их рудоносности. Среди характерных особенностей этих образований [1, 3, 7, 8, 15—19] следующие: а) завершенность золотоносных слабоконтрастных габбро-гранитовых серий; б) высокоглиноземистость и повышенная натриевость гранитоидов при общей низкой их щелочности; в) повышенная окисленность железа как гранитоидов, так и базитов сложных золотоносных ассоциаций, указывающая на относительно малоглубинный уровень их становления; г) повышенная золотоносность гранитоидов, отдельных породообразующих и акцессорных минералов этих пород, обусловленная наложенными процессами автоберезитизации.

В то же время специальными геохимическими исследованиями [1, 6, 10, 11, 17] установлены: а) инертность поведения золота к процессам дифференциации и отсутствие статистически значимых различий в его содержании между производными единого комплекса; б) двойственный характер поведения золота при кристаллизации магмы, выраженный, с одной стороны, слабой тенденцией его к накоплению в железомagneзиальных минералах, а с другой — отсутствием прямой корреляции золота с увеличением содержания этого минерала в магматической породе; в) отсутствие четко выраженных минералов-концентратов этого элемента, что свидетельствует об индифферентности свойств золота к обычному силикатному расплаву.

Встречает определенные трудности и объяснение отложения основной части промышленной концентрации золота из обычных гидротермальных флюидов, характеризующихся относительно низким содержанием растворенных в них металлов. В последние годы в поисках радикальных путей объяснения связи оруденения с магматизмом, причин металлогенической специализации магматических комплексов или их потенциальной рудоносности исследователи [9, 12, 13, 14, 20] активно возрождают идею ликвационного расщепления силикатных расплавов. Проведенные на важнейших золоторудных объектах Казахстана исследования показали, что в становлении рудоносных магматических комплексов эти процессы широко проявлены. Тем не менее изучение геолого-петрологических признаков ликвации магматических расплавов и ее эффективного вклада в рудогенез до сих пор не получило необходимого уровня развития. Одной из причин является возрастающее внимание к изучению магматических комплексов за пределами рудных полей. Аномальные структурно-тектонические условия, существенно влияющие на характер становления магматических образований и в конечном счете на их парагенетические свойства, оставались вне поля зрения геологов, тогда как именно наличие активного тектонического режима, существующего на площадях месторождений, обуславливает резкую смену *PT* условий, что

приводит к аномальному протеканию эволюции магматической системы, стимулирует процессы ликвации исходных расплавов и эффективное расщепление флюидонасыщенной рудоносной его фазы.

Анализ и обобщение имеющихся материалов по золотоносным (степнякский, кызылжартаасский, кулушский и др.) и колчеданосным (космурунский, лениногорско-зырянский и др.) магматическим комплексам Казахстана, а также результаты проведенных исследований позволяют заключить следующее:

1. Формирование рассматриваемых магматических образований происходит в глубинных подвижных зонах коры с унаследованной тектонической активностью локальных магмоподводящих и магомонтролирующих структур. Для них характерны контрастность и многофазность магматических комплексов, наличие частной гомодромной ритмичности и общей антидромной последовательности их формирования.

2. На золоторудных полях широко развиты дайковые породы лампрофирового ряда (керсантиты, спессартиты), по-видимому, являющиеся ликвационными дифференциатами рудоносных интрузивных образований. Они характеризуются низкой кремнеземистостью при сравнительно высоком содержании щелочей и фемических оснований (в особенности MgO).

3. Рудоносные магматические комплексы часто несут отчетливо выраженные признаки микро- и макроликвации. Так, в дайках месторождения Бестюбе наблюдается меланократово-лейкократовое расслоение расплава диоритового состава. На месторождении Таскора в эксплозивных образованиях отмечаются две фазы: первая, состоящая из кремнекислого вязкого расплава в виде оплавленных крупных обломков, и вторая, представляющая собой мелкообломочную цементирующую массу граносиенитового состава, имеющая несколько повышенное содержание щелочей и меланократового компонента.

4. Отмечается высокая степень флюидонасыщенности ликвидировавших магм, выраженная: а) развитием широких полей роговиков при относительно малых размерах интрузий; б) наличием припаянных контактов интрузий с вмещающими породами; в) интенсивным проявлением автometасоматической березитизации, переходящей в благоприятных тектонических условиях в прожилково-вкрапленные руды золота; г) часто выраженным пегматоидным обликом малых интрузий и даек; д) наличием эксплозивных брекчий различных глубинных уровней (вулканогенный, надинтрузивный, гипабиссальный) формирования [4].

5. На золоторудных и колчеданных месторождениях плутоногенного класса нередко встречаются силекситовые жилы, а также широко проявляется фронт раннегидротермального окварцевания, что, вероятно, указывает на дальнейшее расщепление рудоносных магм и обособление от них жидких существенно кремнистых расплавов. Ликвационное происхождение последних обосновано еще Н. П. Ермаковым [5] при изучении ряда гранитоидных плутонов Казахстана и подтверждено экспериментальными исследованиями А. А. Маракушева и др. [13, 14].

6. На петрохимических диаграммах наряду с закономерной линейной зависимостью между окислами отмечается наличие трендов с контрастным распределением щелочей и других петрогенных элементов, отражающих кислотно-основное, кислотно-щелочное и основно-щелочное расслоение природных магматических систем.

7. На ряде золоторудных месторождений отмечены отдельные локально развитые сульфидные жилы, отложение которых трудно объяснить с позиций представлений об обычных гидротермальных растворах, тем более когда они имеют рвущие взаимоотношения с вмещающими

породами с многочисленными их обломками. Аналогичные рудные образования достаточно подробно описаны Ю. Ю. Воробьевым [2] на Иртышском колчеданно-полиметаллическом месторождении Рудного Алтая. Эти примеры, несомненно, показывают, что ликвационные процессы неоднократны и продолжают развиваться также на этапе рудообразования. Богатые (сплошные) сульфидные руды некоторых месторождений, вероятно, образовались из плотного флюидного расплава с высокой концентрацией металлов, который одновременно сосуществовал с гидротермальным раствором низкой плотности, обогащенной кислотными компонентами.

Таким образом, ликвационная дифференциация силикатных расплавов в эволюции магматических систем рудоносных структур является одним из ведущих процессов, имеющих отчетливые геолого-петрологические и петрохимические признаки картирования. Благодаря ее широкому проявлению происходит эффективное расщепление исходной магмы, неоднократное ее фазовое расслоение, отделение рудоносных флюидных расплавов и гидротермальных растворов низкой плотности. Общими и наиболее благоприятными условиями ликвации являются подвижность и высокая проницаемость геотектонических структур, имеющих мантийный уровень их заложения. Кроме того, наличие в составе исходных расплавов того или иного количества фторидов, фосфорной кислоты и других летучих компонентов, значительно расширяет область стабильной ликвации магм. В виде гипотезы авторы предполагают, что глубинные уровни развития ликвации определяют последовательный иерархический ряд рудоносных магматических образований. Так, на нижнекоровом и подкоровом уровне происходит петрогеохимическая специализация магматических серий или рядов магматических формаций.

Внутрикоровому уровню соответствует петрохимическая специализация магматических комплексов, а верхнекоровому — отделение рудоносного флюидного расплава с реализацией рудоносности.

В гипабиссальных и близповерхностных условиях, где устанавливаются лишь отголоски процессов ликвационной дифференциации, формируется генетически связанная с ними основная масса гидротермальных месторождений золота и других металлов.

Особо следует отметить, что петрогенезис рудных районов значительно стилизуется от таковых нерудоносных площадей, поэтому не следует стремиться к полной идентификации их магматизма. Отличительные особенности тектонического режима этих областей обуславливают различные эволюционные пути их магматических систем. Кроме того, длительная активность рудных полей стимулирует многократное телескопирование разновозрастного магматизма, что не типично для большинства нерудоносных площадей. В то же время близость общих условий геологического развития рудных районов с однотипной минерализацией создает ложное впечатление об одновозрастности и единообразии их магматизма, хотя магматиты принадлежат к разным комплексам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аношин Г. Н. Золото в магматических горных породах: (по данным нейтронно-активационного анализа). Новосибирск, 1977. 207 с.
2. Воробьев Ю. Ю. Геолого-генетические особенности и зональность Иртышского полиметаллического месторождения на Алтае. М., 1963. 126 с.
3. Грабежнев А. И., Левитан Г. М., Вигорова В. Г. и др. Золото в биотитах и магнетитах гранитоидов как критерий металлогенетической специализации. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 9, с. 107—113.
4. Диаров А. Б., Жаутиков Т. М. Рудоносные эксплозивные брекчии золоторуд-

- ных месторождений Казахстана. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1984, № 6, с. 81.
5. *Ермаков Н. П.* Гранитные пегматиты, силекситы и кварцолиты Казахстана. — В кн.: Международный геологический конгресс, XXI сессия. М., 1960, с. 62—78.
6. *Зверева Н. Ф., Гавриленко Б. В.* Золото в породообразующих минералах интрузивов крыкудукского комплекса: (Северный Казахстан). — Геохимия, 1971, № 1, с. 115—118.
7. *Злобин В. А., Пономарева А. П., Пономарчук В. А., Мельникова Р. Д.* Геохимические особенности биотитов из золотоносных и редкометалльных гранитоидов Калбы как показатель металлогенической специализации магматических комплексов. — ДАН СССР, 1981, т. 259, № 1, с. 195—199.
8. *Изох Э. П.* Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М., 1978. 136 с.
9. *Исследование структуры магматических расплавов.* Свердловск, 1981. 96 с.
10. *Коробейников А. Ф.* Геохимические признаки рудогенерирующих гранитоидных интрузий Саяно-Алтайской складчатой области. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 8, с. 76—89.
11. *Коробейников А. Ф., Олейников Б. В.* Золото в магнетитах траппов, гранитоидов и контактово-метасоматических образований Сибири. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 1, с. 83—97.
12. *Маракушев А. А., Граменицкий Е. Н., Коротав М. Ю.* Петрологическая модель эндогенного рудообразования. — Геология рудных месторождений, 1983, № 1, с. 3—20.
13. *Маракушев А. А., Иванов И. П., Римкевич В. С.* Значение ликвации в генезисе магматических горных пород. — Вестник МГУ, 1979, № 1, с. 3—21.
14. *Маракушев А. А., Иванов И. П., Римкевич В. С.* Экспериментальное воспроизведение ритмичной магматической расслоенности. — ДАН СССР, 1981, т. 258, № 1, с. 183—186.
15. *Налетов Б. Ф., Никонов О. И.* Магматические ассоциации с золотом, железным и колчеданным оруденением. Новосибирск, 1982. 169 с.
16. *Пчелинцева Н. Ф., Воскресенская Н. Т.* Геохимические критерии потенциальной золотоносности интрузивов верхнеордовикского комплекса Северного Казахстана. — В кн.: Условия образования и размещения золоторудных месторождений Сибири. Новосибирск, 1975, с. 111—112.
17. *Рябчиков И. Д., Ефимов А. С., Кулигин В. М., Шилин Н. Л.* Физико-химический анализ поведения золота в процессе дегазации кислых магм. — В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, 1977, с. 14—19.
18. *Уваров В. В.* Геохимия золота в магматических породах северо-западной части Чу-Илийского района: (Южный Казахстан). — В кн.: Геохимия золота: Тез. докл. симпозиума «Минералогия и геохимия золота». Ч. II. Владивосток, 1974, с. 28—29.
19. *Уваров В. В., Дьячков Б. А.* и др. К геохимии золота в магматических комплексах Калба-Нарымского района: (Восточный Казахстан). — Геохимия, 1972, № 9, с. 1130—1136.
20. *Хитаров Н. И., Пузин В. А.* Вероятность ликвации в андезитовых магмах. — ДАН СССР, 1983, т. 271, № 4, с. 952—955.

УДК 552.3:553.041 (574.1)

В. И. ФЕДОРОВ, В. В. ЮРИШ, З. А. ЮРИШ, Г. Г. КОРАБЛЕВ

ПГО Запказгеология

ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ЗАПАДНОГО КАЗАХСТАНА

В Западном Казахстане магматические формации и эндогенное оруденение изучены только в Мугоджарско-Тургайском регионе (южная часть уралид). На остальной территории они залегают под мощным чехлом осадочных платформенных образований и пока могут рассматриваться лишь в самых общих теоретических построениях.

Тектономагматические процессы развивались здесь одновременно, дифференцированно, создав ряд узких меридиональных поясов (структурно-формационных зон), которым отвечают свои историко-эволюционные (вертикальные) ряды магматических формаций [2].

В направлении с запада на восток нами выделено пять магмоформационных рядов: Сакмарско-Кемпирсайский, Западно-Мугоджарский, Восточно-Мугоджарский, Иргизский и Западно-Тургайский. Каждый из них имеет свой набор магматических формаций и, как правило, свой максимум проявления магматической активности, индивидуализированной по времени и составу продуктов, по их геохимической и металлогенической специализации.

Сакмарско-Кемпирсайский магмоформационный ряд отличается резко выраженным офиолитовым типом магматизма. Дифференциация магматических продуктов здесь не доходит до появления крупных очагов гранитоидной магмы, а магматические процессы главной (уральской) стадии тектономагматического развития в этом ряду начинаются по крайней мере на рубеже ордовика и силура, а возможно, и несколько раньше, тогда как в остальных рядах начало «уральского» этапа сдвигается выше. Магматическая стабилизация соответственно наступает уже в среднем девоне.

Металлогеническая специализация ряда имеет резко выраженную сидерофильно-халькофильную направленность: выявлены месторождения и рудопроявления хрома, железа, титана, никеля, кобальта, меди, установлены проявления ртути.

Западно-Мугоджарский магмоформационный ряд наиболее однороден по составу, поскольку он образован производными базальтовой магмы (базальты, габброиды, плагиограниты). Его развитие началось мощными излияниями базальтов в силуре и в основном завершилось к концу среднего девона. Раннекаменноугольный магматизм орогенной стадии здесь проявился вдоль пограничного Борлинского разлома и очень незначительно вдоль Западно-Мугоджарского и Шулдак-Мынжасарского разломов. Однородная магматическая основа зоны предопределяет однообразие ее эндогенной металлогении. Из рудных формаций здесь установлены колчеданная (Cu, Zn, Pb, S и другие компоненты), сульфидно-кварцевая (Cu и др.), титаномагнетитовая, медно-порфировая (с Mo) и некоторые другие формации. Практическое значение имеют лишь первые три.

Восточно-Мугоджарский магмоформационный ряд от других отличается наибольшей ролью в его формировании гранито-метаморфического основания. Здесь доминируют гранитоидные формации, отмечается их разнообразие и появление на заключительном этапе щелочных дифференциатов, отвечающих предельной степени континентализации земной коры, когда появляются породы, представленные существенно $Si-K-Na$ разностями (щелочные и нефелиновые сиениты борсыксайского комплекса). С формациями Восточно-Мугоджарского ряда связаны месторождения вольфрама и молибдена (борлинский комплекс), редких металлов (талдысайский гранитовый комплекс), мусковита и керамического сырья (мыльсайский гнейсо-гранитовый комплекс) и некоторых других полезных ископаемых.

Иргизский магмоформационный ряд объединяет формации, с одной стороны, типичные для зон базальтоидного типа развития (слабо дифференцированных, контрастных и непрерывных вулканитов), с другой — сиалического (гранитоиды). При этом максимум вулканической активности приходится на раннекаменноугольный этап, т. е. тогда, когда в более западных рядах уже наступила орогеническая стадия.

С формациями Иргизского ряда связаны скарново-магнетитовые руды (иргизский габбро-гранитовый комплекс), колчеданные объекты с серной, медной и медно-цинковой специализацией (раннекаменноугольная базальто-липаритовая формация), месторождения хризотил-асбеста (бильгеский дунит-гарцбургитовый комплекс).

Западно-Тургайский магмоформационный ряд охватывает формации и комплексы Зауральской и Тюмено-Кустанайской структурно-формационных зон. Металлогения ряда отражается месторождениями железа контактово-метасоматического типа (соколовско-сарбайский габбро-гранит-гранодиоритовый комплекс), меди, молибдена и др. (карашатауский, жалтыркольский и бенкалинский комплексы тоналит-гранодиорит-гранитового состава), хризотил-асбеста (притобольско-аккаргинский дунит-гарцбургитовый комплекс).

Наряду с историко-эволюционными (вертикальными) рядами магматических формаций устанавливаются и их латеральные ряды.

К числу сквозных формаций относятся дунит-гарцбургитовая (кемпирсайский, бильгеский и притобольско-аккаргинский комплексы) и базальтовая (сугралинский, мугоджарский, тойманский, прииргизский, денисовский комплексы).

Различия отдельных формаций внутри латеральных рядов являются следствием различия структурно-формационной обстановки их формирования. В конечном счете это заметно влияет на их минерагению, что можно показать на примерах некоторых ведущих полезных ископаемых.

Гипербазиты дунит-гарцбургитовой формации встречаются почти во всех структурно-формационных зонах Мугоджар. При близком составе они обладают индивидуальной минерагенией, что обусловлено исходным составом гипербазитовых магм, особенностями геологической эволюции структурно-формационных зон в целом и конкретных массивов в частности [3].

Гипербазиты доуральской стадии, выделяемые в бугетысайский комплекс, представлены мелкими (первые сотни и тысячи квадратных километров) будинированными телами гипербазитов, залегающими среди сланцев и гнейсов Восточно-Мугоджарского и Кемпирсайского мегаантиклинориев. Вмещающие породы характеризуются проявлением метаморфизма амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Аналогично глубоко метаморфизованы рассматриваемые гипербазиты, испытавшие процессы серпентинизации, десерпентинизации и вторичной серпентинизации. Продуктами метаморфизма ультрабазитов являются разнообразные минеральные ассоциации ряда: тальк — магнетит — амфибол — тремолит — актинолит, тремолит — асбест — антофиллит и антофиллит — асбест. Собственно гипербазиты сохраняются лишь в центральных частях тел в виде серпентинитовых ядер или в виде серпентинизированных вторичных оливин-энстатитовых пород. К. К. Золев предлагает такие массивы относить к формации магниезальных скарнов. По данным петрохимических пересчетов, исходные породы отвечают гарцбургитам, что обусловлено раскислением гипербазитов в процессе многоактных стадий метаморфизма. По этой же причине значительную роль в сложении гипербазитов играют гарцбургиты, обогащенные (более 40%) энстатитом. Следствием метаморфизма является повышенное содержание виртуального энстатита (в среднем 35%) в гарцбургитах по сравнению с аналогичными породами других комплексов (рис. 1). По соотношению магния и железа (M/F от 8,8 до 9,2) его породы полностью соответствуют дунит-гарцбургитовой формации. В апогарцбургитовых серпентинитах устанавливается пониженное содержание Al_2O_3 (0,6%), Cr_2O_3 (0,27%) по

сравнению с гипербазитами других комплексов. На диаграмме Н—П.п. (рис. 2) в целом проявлена обратно пропорциональная зависимость *H* от содержания H_2O , что существенно отличает эти серпентиниты от пород бильгеского и кемпирсайского комплексов.

В минерагеническом плане с породами бугетысайского комплекса связаны средние и крупные месторождения антофиллит-асбеста (Южно-Мугоджарская группа), мелкие месторождения высококачественного талька (Эбетинское и др.) и мелкие месторождения вермикулита (Каратас).

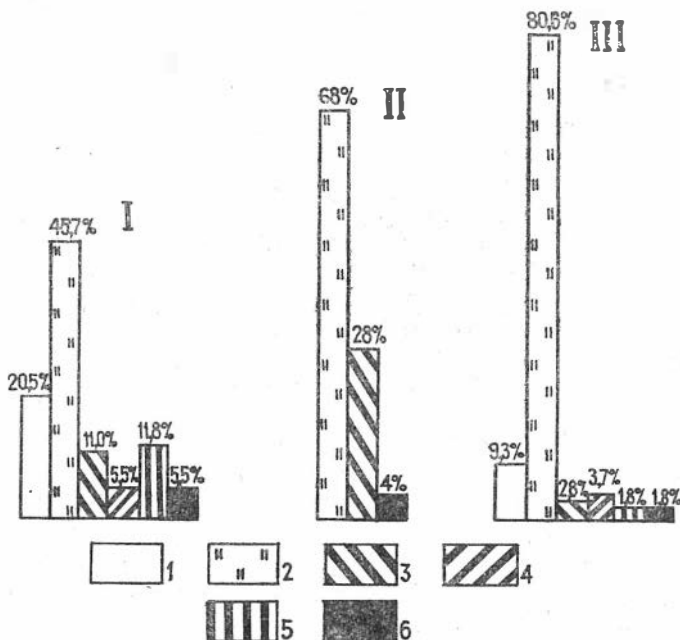


Рис. 1. Сопоставление петрографических составов рудоносных ультрамафитов Мугоджар.

1 — дуниты; 2 — гарцбургиты; 3 — гарцбургиты с содержанием энстатита более 40%; 4 — верлиты; 5 — лерцолиты; 6 — пироксениты. Интрузивные комплексы: I — кемпирсайский, II — бугетысайский, III — бильгеский

На позднеуральской стадии наиболее древними являются гипербазиты кемпирсайского комплекса, представленные крупными и гигантскими телами (Хабарнинский, Кемпирсайский, Аксуйский, Даульско-Кокпектинский и другие массивы) до 1000 км² и более, формирующими Кемпирсайско-Даульский пояс [1]. В его массивах резко преобладают гарцбургиты, но в отличие от других комплексов здесь отмечаются крупные тела пироксенитов, часто встречаются верлиты, лерцолиты и гарцбургиты, обогащенные пироксеном (46%); крупные обособления дунитов контролируют размещение залежей хромитов.

Гипербазиты кемпирсайского комплекса интенсивно серпентинизированы, но встречаются и «ядра» дунитов-гарцбургитов, серпентинизированных на 60—80%, а в последнее время на глубине более 1000 м выявлены несерпентинизированные разности.

В породах комплекса проявлена преимущественно автометаморфическая серпентинизация в форме мелкопетельчатого α -лизардита и серпофита, не сопровождаемая обильным выделением магнетита. Кемпир-

сайский массив слабо выделяется в магнитном поле по сравнению с массивами других комплексов (Бильге, Ногай и т. д.). Антигоритизация и оталькование здесь не установлены, отсутствуют также псевдоморфозы гидрдиопсида по энстатиту, характерные для хризотил-асбестоносных массивов (бильгеский комплекс). Среднее содержание MgO изменяется от 30,5% в гарцбургитах до 41,3% в аподунитовых серпентинитах. Содержание CaO варьирует в пределах 0,2—1,4%, Al₂O₃ — от 0,6 до 1,8%.

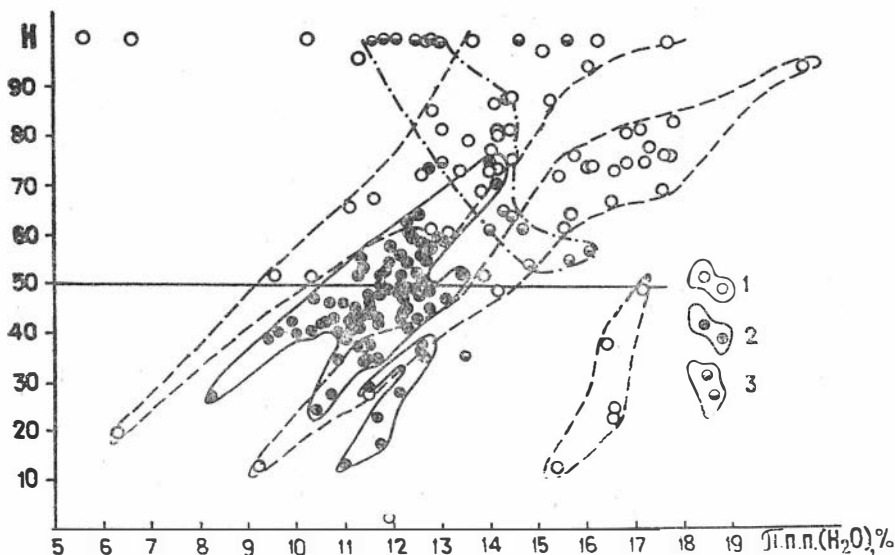


Рис. 2. Зависимость степени окисленности железа (H) от степени гидратации пород в дунит-гарцбургитовых комплексах (1 — кемпирсайский; 2 — бильгеский; 3 — бугетсайский)

Помимо широко известных месторождений хромитов для кемпирсайского комплекса характерны месторождения силикатного никеля и кобальта, а также проявления хризотил-асбеста лабинского и брединского (мелкая сетка) подтипов.

Бильгеский комплекс наиболее молодой, характеризуется средними и мелкими размерами тел (до 60 км²). Массивы его тяготеют к глубинным разломам и стыкам геотектонических структур I порядка, но часто располагаются в эвгеосинклинальном разрезе поздних уралид (Бильге, Ногай и др.). В его составе доминируют гарцбургиты с содержанием виртуального энстатита в среднем 24%, сравнительно часто встречаются дуниты в виде изометричных тел и в полосчатом дунит-гарцбургитовом комплексе. Верлиты, лерцолиты, гарцбургиты, обогащенные энстатитом (более 40%), и пироксениты отмечаются эпизодически. Автосерпентинизация развита слабо. Широко проявлена аллометаморфическая серпентинизация с образованием β-лизардита, хризотила и хризотил-асбеста. На завершающих стадиях многие массивы были антигоритизированы, а в некоторых случаях оталькованы и карбонатизированы.

По петрохимическим данным породы бильгеского комплекса имеют в сравнении с кемпирсайским повышенную железистость: M/F в среднем изменяется от 9,7 до 10,5. Содержание MgO и CaO в гарцбургитах и дунитах несколько выше, чем в породах кемпирсайского и бугетсайского комплексов, а в пироксенитах зависимость обратная. Содержание хрома

во всех разновидностях пород аналогично кемпирсайскому комплексу, но в дунитах оно выше, чем в дунитах кемпирсайского комплекса. Это объясняется тем, что в дунитах последнего хромит концентрируется в залежах, а в бильгеском он равномерно распределен по всей массе пород.

Степень окисления железа в серпентинитах бильгеского комплекса изменяется от 50 до 70% и почти никогда не повышается до 90—100%, что объясняется широкой β -лизардитизацией, обусловившей развитие магнетита (до 5—10%).

На основании приведенных данных устанавливаются следующие петрологические критерии хромитоносности гипербазитов: 1) большая масса ультрабазитов, подвергавшаяся метаморфизму на ранних этапах развития структурно-формационной зоны; 2) широкое развитие автотаморфической α -лизардитизации; 3) пониженная магнитность хромитоносных массивов; 4) более разнообразный петрографический состав и повышенная железистость пород (M/F от 6,9 до 9,4).

Чрезвычайно велика минерагеническая роль группы базальтоидных формаций, рудоносность которых сильно варьирует в зависимости от особенностей вулканитов. Первостепенное значение имеют характер и степень их дифференциации.

Недифференцированные базальтоидные формации образуют два типа: 1) кремнисто-базальтовый, свойственный Сакмарско-Кемпирсайскому и Западно-Мугоджарскому рядам, сформировавшимся на коре океанического типа; 2) кремнисто-терригенно-базальтовый в мозаичной Эбегтинско-Кемпирсайской зоне.

Вулканогенная составляющая этих формаций представлена базальтами и диабазами, образующими монотонные толщи подушечных лав, характерных для трещинных излияний. В пределах поднятий океанического дна формируются массивные покровы со шлаковыми корками, щитовые вулканы, сложенные радиально растекающимися массивными потоками базальтов с вулканическими «бомбами», встречающимися на их поверхности (район верховьев р. Эмбы, г. Кучукбай — мугоджарский комплекс).

По степени щелочности базальтоиды раннегеосинклинальных недифференцированных формаций соответствуют нормальным, реже — субщелочным разностям, имеют натриевый тип щелочности. Отличаются повышенной титанистостью (0,8—2,5), низкой глиноземистостью (13,9—15,5).

Дифференцированные формации преимущественно развиты в Иргизской и Валерьяновской зонах. В Косистекско-Аксуйской (Сакмарской) и Западно-Мугоджарской зонах они развиты на небольших площадях, примыкающих к зонам глубинных разломов, областям сочленения структурно-формационных зон, периферии мульдобразных впадин.

Наиболее интересны в смысле колчеданосности байтерекский, куагашский, млыашинский и карамалыташский комплексы. Петрофонд формаций характеризуется широким развитием базальтов, андезитов-базальтов, редкопорфировых андезитов, липарито-дацитовых и липаритовых порфиров. Базальтоиды образуют потоки массивного и подушечного строения, встречаются горизонты агломератовых туфов. Кислые разности наблюдаются в лавовых и экструзивно-субвулканической фациях. Преимущественно развит вулканогенный тип разреза. Лишь в составе куагашского последовательно дифференцированного комплекса отмечается большое количество терригенных пород (до 30—40%). Дифференцированным формациям свойственны эффузивно-экструзивные сооружения разной степени сложности или стратовулканы (вулканическая постройка месторождения Лиманного, более простые сооружения запад-

ного борта Берчогурской мульды, Шиликтинская постройка). Размеры построек невелики (5×13 км — Шиликтинская, 3×2 км — Лиманная). Более крупные вулканические сооружения погребены синхронными с вулканизмом отложениями улутауского терригенно-тефroidного комплекса или более молодыми осадками позднедевонско-раннекарбонного возраста. Они сформировались в условиях водного режима, о чем свидетельствует наличие кремнистых прослоев среди потоков основных лав. Эти условия наиболее благоприятны для локализации медно-колчеданного оруденения гидротермально-осадочного типа, что отчетливо установлено в процессе изучения Лиманного медно-цинкового месторождения по следующей совокупности фактов: 1) пластообразная форма руд-

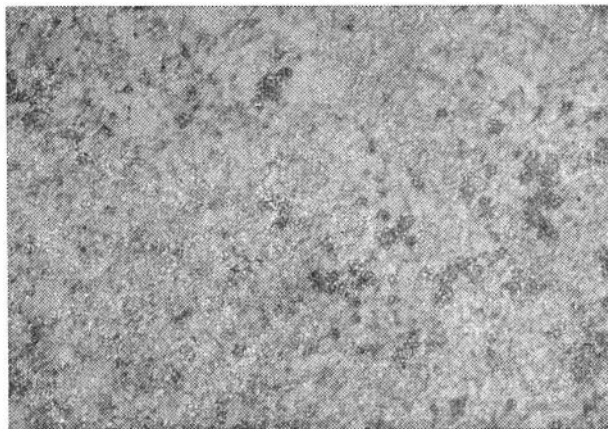


Рис. 3. Метаколлоидный агрегат пирита и мельниковита (черное) в рудах колчеданного месторождения Лиманного. Скв. 7, гл. 143 м, ув. 90

ных тел; отношение средней мощности к их длине по простиранию составляет 1:30—1:100, отношение средней мощности к протяженности рудных тел по падению 1:(20—30); 2) согласное положение рудных тел с наложением толщ в геологическом разрезе; 3) постоянное соседство руд с кремнистыми сланцами осадочного генезиса, сохранившими остатки скелетов радиолярий и наличие признаков генетической связи кремнистых радиоляриевых сланцев и колчеданных руд; 4) в значительной своей части руды обладают колломорфными структурами с широким развитием смешанных пиритовых и пирит-мельниковитовых метаколлоидных агрегатов (рис. 3), часты глобулярные формы агрегатов пирита с размерами глобулей 0,007—0,02 мм; 5) широко распространены неравномерно-слоистые и линзовидно-слоистые руды с тонкодисперсными сульфидными компонентами (рис. 4).

По характеру и типу щелочности вулканыты карамалыташского и мылашинского комплексов относятся к породам нормальной щелочности натриевого типа, байтерекского и куагашского — к субщелочным K-Na и натриевого типа. Это высокотитанистый тип формации (0,92—2,36) с повышенным количеством глинозема (14,8—18,01).

Дифференцированные формационные типы Иргизской и Валерьяновской зон, относящиеся к контрастной базальт-липаритовой и последовательно дифференцированной базальт-андезит-липаритовой формациям, сформировались в раннем карбоне. По набору пород их можно определить как известково-терригенно-вулканогенные. В Иргизской зоне трещинные излияния подушечных лав основного состава быстро сме-

няются извержениями центрального типа. Вулканические постройки сложены переслаивающимися потоками лав основного и кислого состава с подчиненным количеством туфов (коэффициент эксплозивности 3—25%) и осадочных пород. В Валерьяновской зоне резко преобладают породы андезитового и андезито-базальтового состава порфировой структуры, образующие вулканические постройки центрального типа. Вулканизм этих двух зон сопровождается внедрением обширного комплекса гранитоидных интрузий (габбро-гранитовой и габбро-гранодиоритовой

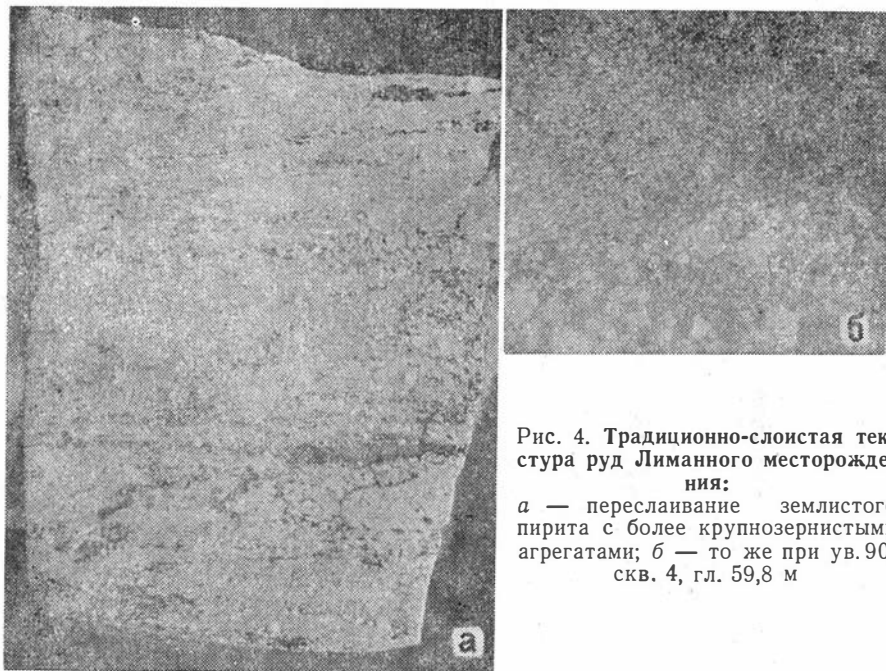


Рис. 4. Традиционно-слоистая текстура руд Лиманного месторождения:

a — переслаивание землистого пирита с более крупнозернистыми агрегатами; *б* — то же при ув. 90; скв. 4, гл. 59,8 м

формаций). Оба формационных типа относятся к К-Na и Na субщелочным и нормальной щелочности рядам. В Иргизской зоне базальтоиды высокотитанистые (0,75—2,26), с повышенной глиноземистостью (14,18—17,86). Базальтоиды Валерьяновской зоны характеризуются пониженным содержанием TiO_2 (0,75—1,00), Al_2O_3 (15,9—18,25).

Геолого-петрологические отличия вулканитов Иргизского и Валерьяновского рядов обусловили снижение их продуктивности на колчеданное оруденение сравнительно с Западно-Мугоджарской зоной, поэтому здесь отмечаются только небольшие рудопроявления медно-цинковой и серной специализации.

Примеры латеральной изменчивости характера и степени продуктивности магматитов на полезные ископаемые установлены и среди гранитоидов. В частности, раннекаменноугольный гранитоидный магматизм сформировал латеральный ряд в составе борлинского (гранодиорит-адамеллит-лейкогранитовый), карашатауского (тоналит-гранодиорит-гранитовый), жалтыркольского (тоналит-гранодиорит-гранитовый) и бенкалинского (диорит-гранодиорит-гранитовый) комплексов, специализация которых образует ряд: молибден, вольфрам, висмут; молибден, вольфрам; медь, молибден.

Перечисленные взаимосвязи оруденения и магматитов определяют ведущее значение магматических критериев при прогнозировании и поисках ведущих полезных ископаемых региона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Колотилов Л. И., Милецкий Б. Е., Федоров В. И. Внутреннее строение и хромитоносность Кемпирсайского гипербазитового массива: Тез. докл. на III Всесоюзном металлогеническом совещании «Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей». Свердловск, 1976, с. 16—18.
2. Милецкий Б. Е., Федоров В. И. Металлогеническая зональность Мугоджар. — В кн.: Металлогения и рудообразование. Алма-Ата, 1979, с. 174—187.
3. Федоров В. И., Кораблев Г. Г. Роль структурно-формационных условий локализации гипербазитов в их специализации: Тез. докл. IV Уральской петрографической конференции «Вопросы петрологии и металлогении Урала». Свердловск, 1981, с. 20—22.

УДК 552.321+552.181(574.2)

Э. М. СПИРИДОНОВ, Т. Н. ДЕМЕНТ, Д. Н. АРХАНГЕЛЬСКИЙ,
Н. Ф. СОКОЛОВА, Д. К. ФРОЛОВ, В. Г. ДЕМИДОВ, С. П. СИГАЧЕВ,
О. В. МИНЕРВИН, О. Я. МАРТЫНОВА, В. И. ШУЛЬГА, С. Б. ЯНКОВСКИЙ

МГУ, ПГО Севказгеология, ПГО Центрказгеология

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ В ПРОЦЕССЕ СРЕДНЕМАСШТАБНОГО ОБЪЕМНОГО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ ОДНОГО ИЗ РУДНЫХ ПОЛЕЙ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ДЛЯ ЛОКАЛЬНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

Прогноз оруденения невозможен без выявления его разнообразных геологических связей. От региональной геологии до руды — сложный и длинный путь. Существующую сейчас брешь между региональной геологией и региональной металлогенией, с одной стороны, и детальными исследованиями в рудных полях — с другой, призвано в определенной степени заполнить среднемасштабное глубинное, или объемное, картирование рудных узлов.

Северо-Казахстанская золоторудная провинция многократно опоскована и изучена с поверхности. Для ее месторождений характерны сравнительно небольшие размеры по латерали при значительной вертикальной протяженности, поэтому для развития сырьевой базы было признано целесообразным проведение объемного геологического картирования на ряде рудных полей и узлов в целях оценки их глубоких горизонтов и флангов. Опыт проведения работ показал, что в принципе не может быть среднемасштабного объемного геологического картирования, может быть только среднемасштабное объемное геолого-геофизическое картирование — ОГГК.

Данное сообщение содержит некоторые результаты объемного геолого-геофизического, геохимического и минералогического картирования м-ба 1:25 000 до глубины около 1 км одного из полей в Северном Казахстане, выполненного по инициативе главного геолога ПГО Центрказгеология И. В. Орлова. ОГГК проведено силами Центрально-Казахстанской экспедиции Московского университета и Северо-Казахстан-

ской экспедиции ПГО Севказгеология при участии Целиноградской ГРЭ.

Геологические построения основаны на детальном картировании поверхности и подземных горных выработок, на изучении керн скважин, геофизические построения — на кондиционных на ступень масштаба более детальных гравимагнитных съемках, высокоточных, методически однородных по сети, густоте, времени проведения. Ортогональная сеть интерпретационных профилей состояла из поперечных к простиранию складчатых структур широтных профилей через 0,5—1 км, долготных — через 1 км, дополнительных профилей произвольной ориентировки.

Из этих материалов была создана надежная плотностная модель геологической среды. Для создания объемной геологической модели весьма эффективно использование высших производных поля силы тяжести, имеющих ясный физический смысл — функции Саксова — Нигарда (ее вертикальные планы, планы, отнесенные к определенному уровню глубин и т. п.), метод особых точек и др. На детальных буровых профилях был выработан алгоритм увязки геологических и геофизических данных. В дальнейшем эти приемы были распространены на все рудное поле. В каждом тектоническом блоке использованы конкретные плотностные характеристики горных пород. Объемная геолого-геофизическая модель уточнялась в процессе многократного решения прямой задачи гравиразведки для всего объема рудного поля. Эта весьма сложная работа, выполненная в значительной степени Т. Н. Демент, очевидно, пока не имеет аналогов в практике геологических работ: на отдельных профилях в расчеты вошли данные по 80—100 и более контурам со сложной конфигурацией, что обеспечило максимальное приближение к реальной геологической картине, полученной по буровым скважинам и в результате подземного геологического картирования. Для отдельных узловых участков геолого-геофизические построения завершены структурно-поисковым бурением. В результате получена картина в значительной степени реального геологического строения рудного поля до глубины 800—1500 м в м-бе 1:25 000, отображенная на многочисленных разрезах и картах-срезах, а также масса более детальных данных по участкам месторождений и рудных узлов.

Большая часть золотого оруденения Северного Казахстана обладает характерными признаками плутоногенных месторождений [10], поэтому остановимся только на результатах по интрузивным образованиям.

Наибольшее значение имеют месторождения плутоногенной позднеордовикской золото-кварцевой формации. Калий-аргоновый возраст мусковита-серицита рудных тел колеблется от 440 до 456 млн. лет; калий-аргоновый возраст послезолоторудных даек габбро-диабазов — 435—440 млн. лет [7, 3, 10]. Позднеордовикская золото-кварцевая формация парагенетически связана с интрузивами и дайками диорит-тоналит-гранодиоритового крыккудукского интрузивного комплекса. Эта связь доказана пространственной сопряженностью, геологической и изотопной одновозрастностью, однотипным положением золотого оруденения в сложном чередовании даек и послемагматических метасоматитов крыккудукского комплекса, близостью фаций глубинности интрузивов и приуроченных к ним золоторудных концентраций [9, 4], данными по геохимии золота в интрузивном комплексе.

Внедрение гранитоидов крыккудукского комплекса сопровождало и завершило главный в раннекаледонской области таконский этап складчатости, что обусловило инверсию в развитии геосинклинали.

Грандиозные массы гранитоидов сининверсионного комплекса внедрились вдоль поверхностей региональных и локальных несогласий, часто между докаледонским и каледонским складчатыми комплексами, вдоль крупных и мелких разрывов, в узлах их пересечений, что обусловило весьма разнообразие размеры и формы интрузивов [9, 12].

Крыккудукский комплекс представлен образованиями трех интрузивных фаз — ранней фазы (кварцевые лейкогаббро-нориты и др.), I главной фазы (тоналиты, кварцевые диориты и др.), II главной фазы (гранодиориты, плагиограниты, адамеллиты и др.), многочисленными дайками глубинного происхождения (кварцевые диорит-порфиры, спессартиты, плагиогранит-порфиры и т. п.), послемагматическими образованиями — скарнами, пропилитами, березитами — лиственитами [7, 10]. Калий-аргоновый возраст интрузивных и дайковых пород по биотиту и роговой обманке 445—460 млн. лет; например, для Степнякского интрузива кварцевые лейкогаббро-нориты — 446—449, тоналиты I фазы — 445—450, граниты плагиоклазовые II фазы — 456, диорит-порфиры — 440, спессартиты — 449 млн. лет [6, 10].

Крыккудукский комплекс представлен интрузивами трех ведущих типов: 1) крыккудукского — уплощенные межформационные залежи площадью до 1000 км² и более, состоящие из нескольких или множества тел тоналитов — кварцевых диоритов I фазы или гранодиоритов II фазы; 2) атансорского — штокообразные интрузивы площадью до десятков квадратных километров, состоящие из единичных или множества тел гранитоидов I и II фаз; 3) степнякского — штоки, дайкообразные интрузивы площадью от сотых долей до первых квадратных километров в узлах пересечения разрывов, в том числе глубокого заложения, и состоящие из единичных, реже из множества интрузивных тел пород ранней, I и II фаз [9].

Золоторудные концентрации приурочены к интрузивам крыккудукского комплекса всех типов и размеров. Большинство месторождений тесно связано с мелкими и мельчайшими многофазными интрузивами степнякского типа (ИСТ), включающими как обязательный элемент интрузивные тела кварцевых габброидов ранней фазы (ортоклаз-кварцевые габбро-нориты с биотитом и роговой обманкой с гломерокристаллическими (пятнистыми) текстурами и близкого типа породы).

ИСТ часто выделяли в самостоятельный золотоносный степнякский интрузивный комплекс, более молодой, чем крыккудукский, — так называемый золотоносный комплекс послелебатолитовых малых диоритовых интрузивов [1, 2]. Степнякский комплекс был выделен Ю. А. Билибиным в 1940 г. по данным Е. И. Рыцка по рудному полю одного из характерных месторождений. Е. И. Рыцк [5] установил здесь наличие двух сообществ интрузивных пород: древних габбро и гранитоидов; более молодых рвущих и метаморфизующих их слюдяных диоритов (тоналитов и кварцевых диоритов); с последними связано золотое оруденение. Ю. А. Билибин [1, 2] древний комплекс Е. И. Рыцка сопоставил с крыккудукским комплексом, а молодой комплекс выделил как золотоносный степнякский. В процессе ОГГК здесь удалось окончательно решить проблему степнякского интрузивного комплекса.

Установлено, что плутоны древнего комплекса Е. И. Рыцка, сложенные диаляговыми габброидами или плагиогранитами, имеют раннеордовикский возраст (они пересекали вулканиты и осадочные породы с фауной верхнего тремадока, обломки этих интрузивных пород обильны в конгломератах верхнего аренига), это раннегеосинклинальные образования. Молодой комплекс Е. И. Рыцка по всем геологическим соотноше-

ниям и петрогеохимическим особенностям отвечает позднеордовикскому крыккудукскому комплексу. Изотопный возраст этих гранитоидов по биотиту составляет 450—460 млн. лет. Таким образом, выделение самостоятельного степнякского интрузивного комплекса (послебатолитового) лишается основания.

Для этого рудного поля надежно установлено, что рудоносные ИСТ являются обособленными интрузивными телами, а не сателлитами более крупных плутонов. Наличие ИСТ, тем более многофазных, является весьма положительным критерием прогноза оруденения золото-кварцевого типа. Наличие ИСТ использовано при локальном прогнозировании на участках, наиболее интересных. В пределах прогнозных контуров выявлены новые рудные тела.

Существенно широкое развитие в ИСТ имеют тела гранодиоритов, плагиогранитов или адамеллитов II фазы, которые часто вмещают зоны рудоносных березитов и штокверковые рудные тела. Значительно распространение систем пологих трещин типа контракционных. Особо благоприятно сочетание их и интрузивных тел гранодиоритов. Такое сочетание в центре Северо-Аксуйского ИСТ позволило нам сделать прогноз оруденения существенного масштаба в его глубоких горизонтах. К настоящему времени этот прогноз подтвержден.

Рудные тела и по латерали, и в вертикальном распространении, как правило, тесно сопряжены с интрузивными телами. О слабом эрозионном срезе месторождения свидетельствует незначительный срез интрузива, признаком чего является очень большая ширина контактового ореола в сравнении с самым интрузивом. Так, на одном из месторождений ИСТ имеет поперечник менее 150 м, ширина контактового ореола достигает 600—800 м; интрузивы одного из участков имеют размеры менее 100 м, а контактовый ореол — до 500 м.

По геологическим и петрологическим данным становление плутонов позднеордовикского комплекса, в том числе ИСТ, происходило на глубине от 1,5 до 7—10 км [7, 9, 10]. Для малоглубинных плутонов характерны роговики пироксеновой фации, зональные темноцветные минералы в кварцевых габброидах ранней фазы, незначительная дифференцированность интрузивных пород, отсутствие пегматитов среди жильной серии, для более глубинных — роговики роговообманковой фации, заметная дифференцированность интрузивных пород, наличие гранитных пегматитов. Вокруг наиболее глубинных плутонов наряду с роговиками роговообманковой фации развиты гнейсо-роговики и амфиболито-роговики, среди кварцевых габброидов ранней фазы обильны кварцевые анортозиты. Хорошим признаком глубинности ИСТ является степень распада высокотемпературного твердого раствора титаномагнетита в кварцевых габброидах — небольшая в малоглубинных и практически полная в наиболее глубинных ИСТ. Оценка глубинности по геологическим и петрологическим данным находится в хорошем соответствии с оценкой давления по сфалерит-пирротин-пиритовому геобарометру [14, 13]. Максимальные рудные концентрации приурочены к участкам с ИСТ наименее глубинными на одних объектах и с ИСТ наиболее глубинными — на других. Признак глубинности рудоносных интрузивов нужно учитывать при прогнозировании и потому, что с гипабиссальными ИСТ связаны месторождения золото-антимонитового и золото-сульфоантимонитового типа, а с интрузивами более глубинными — только золото-теллуридные.

Золотое оруденение установлено только на участках с относительно неглубоким залеганием докаледонского гнейсово-метаморфического

фундамента, обычно на участках резкого перегиба поверхности последнего.

В раннекаледонской Северо-Казахстанской рудной провинции проявления молибден-медно-порфировой формации установлены в тесной связи с телами дополнительных интрузивов гранодиорит-порфиров II фазы крыккудукского комплекса. В процессе ОГГК в данном рудном поле обнаружены подобные интрузивные образования и вслед за этим — существенные проявления молибден-медно-порфирового оруденения с высокорениевым молибденитом.

В Северо-Казахстанской рудной провинции помимо позднеордовикской послекрыккудукской золото-кварцевой формации известна сходная с ней более молодая силурийская золото-кварцевая формация, богатая минералами висмута. Эта силурийская рудная формация тесно сопряжена с мелкими интрузивными телами и дайками раннеорогенного тассуйского (ранее аралаульского) монзонитового комплекса. В процессе ОГГК на изученном рудном поле в зонах орогенных разломов северо-западного и северо-восточного простирания были выявлены многочисленные трещинные интрузивы тассуйского комплекса.

В ходе ОГГК на этом рудном поле были установлены новый для района комплекс даек кайнотипных эссекситовых долеритов, минетт, мончикитов позднепермского возраста и проявления связанной с ними пятиэлементной рудной формации с золотом. Данная рудная формация ранее в Казахстане была неизвестна.

ЛИТЕРАТУРА

1. Билибин Ю. А. О некоторых чертах металлогении золота. — Зап. ВМО, 1947, ч. 76, вып. 1, с. 77—91.
2. Билибин Ю. А. О роли батолитов в золотом оруденении СССР. — ДАН СССР, 1945, т. 50, с. 367—370.
3. Назьмова Г. Н., Шалаев Ю. С. О возрасте золотого оруденения Северного Казахстана. — ДАН СССР, 1969, т. 188, № 6, с. 1355—1356.
4. Назьмова Г. Н., Спиридонов Э. М., Шалаев Ю. С. Минеральная и геохимическая зональность золоторудных месторождений ранних каледонид Северного Казахстана. — Вестник МГУ. Сер. геол., 1978, № 1, с. 66—73.
5. Рещук Е. И. Интрузии и металлогения Сталинского золоторудного месторождения. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1945, № 4—5, с. 17—23.
6. Спиридонов Э. М. Геологическое строение Степнякского золотоносного интрузива: (Северный Казахстан). — Вестник МГУ. Сер. геол., 1968, № 4, с. 97—104.
7. Спиридонов Э. М. Петрология золотоносных интрузивов Северного Казахстана. — Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1968. 18 с.
8. Спиридонов Э. М. Золото и медь в горных породах Степнякского и Бестюбинского рудных полей. — Геол. и геофиз., 1971, № 9, с. 124—130.
9. Спиридонов Э. М. Фациальность плутонов крыккудукской интрузивной серии Северного Казахстана в связи с рудоносностью. — В кн.: Формационное и фациальное расчленение гранитоидов. Свердловск, 1975, с. 24—32.
10. Спиридонов Э. М., Казанцев О. П., Деммент Т. Н. и др. Геологические особенности распределения и состав месторождений раннекаледонской Северо-Казахстанской провинции как основа для прогноза плутоногенного золотого оруденения. — Труды ЦНИГРИ, 1984, вып. 195, с. 130—139.
11. Фогельман Н. А. К вопросу о связи золотого оруденения Северного Казахстана с тектоническими структурами. — Труды ЦНИГРИ, 1951, вып. 18, с. 87—93.
12. Шульга В. М., Булыго Л. В. Общие закономерности тектономагматического развития и основные черты тектонического строения восточной части Северного Казахстана. — В кн.: Геология Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1969, с. 13—25.
13. Sangameshwar S. R., Marshall B. Sphalerite Geobarometry of deformed sulfide ores from the C. S. A. mine, Cobar, Australia. — Mineral Deposits, 1980, v. 15, N 3, p. 305—314.
14. Scott S. D., Barnes H. L. Sphalerite Geothermometry and Geobarometry. — Econ. Geol., 1971, v. 66, N 4, p. 653—669.

РЕШЕНИЕ

III Казахстанского петрографического совещания

III Казахстанское петрографическое совещание, проходившее в г. Усть-Каменогорске 16—18 мая 1984 г., было посвящено задачам петрографической науки в решении проблем эволюции магматизма, метаморфизма и эндогенного оруденения в связи с расширением минерально-сырьевой базы Казахстана на качественно новом этапе регионального геологического изучения — составления «Государственной геологической карты м-ба 1:50 000».

В работе совещания, созданного по инициативе Казахстанского петрографического совета, Академии наук КазССР и Министерства геологии КазССР, приняло участие около 200 представителей различных научных и производственных учреждений Алма-Аты, Москвы, Ленинграда, Усть-Каменогорска, Актюбинска, Балхаша, Караганды, Кустаная, Целинограда, Душанбе, Киева, Новосибирска, Свердловска, Ташкента, Хабаровска.

На совещании всесторонне были обсуждены пять основных проблем:

1. Состояние, задачи и перспективы геолого-петрографических исследований магматических и метаморфических формаций.

2. Расчленение и корреляция магматических и метаморфических комплексов для целей крупномасштабного геологического картирования и локального прогнозирования полезных ископаемых.

3. Применение петрохимических, геохимических и геохронологических исследований в формационном анализе.

4. Петрологические критерии рудоносности магматических формаций и метаморфических образований.

5. Магматические комплексы Зайсанской складчатой системы.

Всего на совещании было заслушано и обсуждено 42 доклада на пленарных заседаниях и 3 сообщения методом демонстрации графики.

Материалы совещания показали, что за десятилетие, прошедшее со времени II Казахстанского петрографического совещания, геологическая служба республики добилась значительных успехов как в области фундаментальных проблем магматической геологии, так и в решении вопросов прогнозирования эндогенного оруденения. Эти успехи отражены в новых обзорных геологических картах, сводках и монографиях, таких, как «Геология Казахстана», «Магматические комплексы Казахстана», «Метаморфизм Казахстана», «Металлогенические провинции и пояса Казахстана», «Чу-Илийский рудный пояс», «Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы», «Магматизм и рудоносность Салта-Нарымской зоны Восточного Казахстана» и многих других.

Совещание констатирует, что в последнее время неизменно возраста-

ет внимание исследователей к изучению вещественного состава магматических и метаморфических образований, а метод формационного анализа не только стал ведущим в научных разработках, но и внедряется в практику геолого-съемочных работ. Все это позволило уточнить и детализировать схемы расчленения магматических пород, принятые на II Казахском петрографическом совещании, а также значительно углубить исследования проблем связи особенностей вещественного состава магматических продуктов с их тектонической позицией и потенциальной рудоносностью. Внесены также значительные коррективы в схемы возрастной корреляции магматических комплексов в связи с новыми биостратиграфическими данными. Совещание отмечает, что исследование вещественного состава магматических и метаморфических образований, их места и роли в эволюции земной коры, а также их потенциальной рудоносности и петрологических критериев ее реализации, ведутся по линии как научных, так и производственных учреждений. Достигнутый уровень геолого-формационного изучения расчленения магматических образований, возрастной корреляции комплексов может служить основой для составления легенд к подготавливаемым к изданию геологических карт м-ба 1:50 000.

Вместе с этим совещание отмечает, что многие аспекты вышеуказанных проблем остаются еще недостаточно разработанными, решение их слабо координируется между организациями-исполнителями.

До сих пор есть разногласия в вопросах корреляции магматических комплексов, а также недостаточно разработаны вопросы расчленения отдельных магматических тел по составу и строению, в том числе в пределах рудных узлов. При этом особенно важной остается проблема увязки региональных схем магматизма с развитием магматизма в пределах рудных узлов и локальных перспективных площадей. Совещание подчеркивает, что многие проблемы, а также спорные вопросы уже не могут быть решены традиционными геолого-петрографическими методами: для решения их требуется более широкое внедрение в практику научно-исследовательских и геолого-съемочных работ минерально-парагенетического и изотопно-геохимического методов, анализа расплавных включений в минералах и др. Назрела также необходимость организации в республике единого банка количественных данных по магматическим породам и более широкого использования ЭВМ для их систематики, каталога магматических комплексов, а также продолжения подготовки к изданию «Петрографии Казахстана» и карты магматических комплексов.

Совещание постановляет:

1. В целях реализации решений XXVI съезда КПСС по расширению минерально-сырьевой базы СССР рекомендовать учреждениям АН КазССР, Мингео КазССР и вузам геологического профиля республики усилить работы по исследованию магматических формаций и метаморфических образований как научной основы для прогнозирования месторождений полезных ископаемых. Особое внимание должно быть обращено на совершенствование петрологических критериев потенциальной рудоносности магматических формаций и выяснение условий ее реализации, а также на разработку петролого-геохимических признаков проявления промышленно значимых месторождений для целей локального прогнозирования.

2. Первоочередной задачей Казахстанского петрографического совета считать: а) скорейшую разработку петрографической основы для создания порайонных легенд к картам м-ба 1:50 000; б) продолжение работы по уточнению схем расчленения магматических образований отдельных регионов на основе представленных на совещании материалов.

с учетом предложений отдельных коллективов и авторов; в) ускорение составления на основе региональных схем общей рабочей схемы корреляции магматических комплексов Казахстана.

3. Ввести в практику работы Казахстанского регионального петрографического совета апробацию представленных к утверждению на НРС легенд к геолкартам-50. Активизировать работу экспертно-методических групп по решению вопросов расчленения магматических образований, включая полевые работы.

4. Существенно улучшить и углубить изучение вещественного состава магматических и метаморфических образований, особенно при крупномасштабных геолого-съемочных работах. Обратит внимание на более широкое внедрение в практику геолого-съемочных работ петрохимических и радиологических работ; продолжить разработку принципов и приемов составления петрохимических карт, а также исследований по представительной радиологической характеристике вулканогенных образований разными методами с параллельным изучением анализируемых минералов; продолжить исследования взаимосвязи петрофизических свойств пород, морфологии плутонов и их радиологического возраста на примере типовых объектов с точной геологической датировкой; усилить внимание к изучению гидротермально-метасоматических образований, для чего создать при Казахстанском петрографическом совете комиссию по петрографии гидротермалитов.

5. Считать одной из важнейших задач авторских коллективов обобщение накопленных материалов и создание монографий, сводок, особенно по магматизму рудных узлов, и карт, прежде всего карт магматических комплексов, тектономагматических и палеомагматических схем в целях познания эволюции магматизма.

6. Рекомендовать Казахстанскому петрографическому совету наладить деловые связи с Казахстанской региональной межведомственной стратиграфической комиссией и Казахстанским тектоническим советом, в связи с чем просить АН КазССР и Мингео КазССР обеспечить представительство в отмеченных органах.

7. ●добрить деятельность Казахстанского регионального петрографического совета.

8. Избрать Казахстанский петрографический совет третьего созыва в составе 50 человек:

- | | |
|-----------------------|---|
| 1. Нурлыбаев А. Н. | ИГН АН КазССР (председатель) |
| 2. Никитченко И. И. | МГ КазССР (зам. председателя) |
| 3. Ляпичев Г. Ф. | ИГН АН КазССР (зам. председателя) |
| 4. Звонцов В. С. | ИГН АН КазССР (зам. председателя) |
| 5. Ермолов П. В. | Карагандинский отдел ИГН АН КазССР
(зам. председателя) |
| 6. Тимофеева Е. Н. | ИГН АН КазССР (уч. секретарь) |
| 7. Бердина Л. Е. | ИГН АН КазССР |
| 8. Абдулин А. А. | ИГН АН КазССР |
| 9. Абубакиров И. К. | ИГиГ АН УзССР |
| 10. Авдеев А. В. | ПСЭ ПГО Южказгеология |
| 11. Азбель К. А. | ПСЭ ПГО Южказгеология |
| 12. Бабаходжаев С. М. | ИГ АН ТаджССР |
| 13. Бейсеев О. Б. | КазНИИМС |
| 14. Белоусов А. Ф. | ИГиГ СО АН СССР |
| 15. Гукова В. Д. | ИГН АН КазССР |
| 16. Дьячков Б. А. | АО ИГН АН КазССР |
| 17. Ефремова С. В. | ИГЕМ АН СССР |

- | | |
|---|-------------------------------|
| 18. Жаутиков Т. М. | ИГН АН КазССР |
| 19. Захаров А. М. | ПГО Севказгеология |
| 20. Абдрахманов К. А. | ИГН АН КазССР |
| 21. Зейлик Б. С. | КОМЭ МГ КазССР |
| 22. Ивлев А. И. | ЦГХК |
| 23. Кошкин В. Я. | КазНИИМС |
| 24. Ксенофонтов О. Қ. | ЛГУ |
| 25. Лопатников В. В. | ПГО Востказгеология |
| 26. Лялин Ю. И. | ИГН АН КазССР |
| 27. Милецкий Б. Е. | ПГО Запказгеология |
| 28. Митрофанская С. Н. | ПГО Южказгеология |
| 29. Михайлов Н. П. | ВСЕГЕИ |
| 30. Москалева В. Н. | ВСЕГЕИ |
| 31. Мысник А. М. | АО ИГН АН КазССР |
| 32. Плюшев Е. В. | ВСЕГЕИ |
| 33. Рахманов К. А. | ИГиГ АН УзССР |
| 34. Севрюгин Н. А. | КазНИИМС |
| 35. Сейтмуратова Э. Ю. | ИГН АН КазССР (уч. секретарь) |
| 36. Серых В. И. | ПГО Центрказгеология |
| 37. Скринник Л. И. | КазНИИМС |
| 38. Спиридонов Э. М. | МГУ |
| 39. Старов В. И. | ИГН АН КазССР |
| 40. Степанов А. Е. | ПГО Востказгеология |
| 41. Тельгузинов А. Т. | ИГН АН КазССР |
| 42. Фатхутдинов Д. Х. | ПГО Севказгеология |
| 43. Хомичев В. | СНИИГГиМС |
| 44. Шарпенко Л. Н. | ВСЕГЕИ |
| 45. Шевченко Н. Я. | ПГО Востказгеология |
| 46. Шлыгин А. Е. | ИГН АН КазССР |
| 47. Шужанов В. М. | ИГН АН КазССР |
| 48. Юнусов Б. И. | ПГО Южказгеология |
| 49. Юриш З. А. | ПГО Запказгеология |
| 50. Представитель
Уральского петросовета | |

9. Очередное IV Казахстанское петрографическое совещание созвать в 1987 г. в г. Караганде. Рекомендовать в качестве основной рассмотреть проблему рудоносности магматических формаций и прогнозные петрологические критерии.

Совещание благодарит ПГО Востказгеология и Алтайский отдел ИГН АН КазССР за четкую организацию III Казахстанского петрографического совещания и создание благоприятных условий и творческой обстановки для работы делегатов.

Совещание благодарит партийные и советские органы Восточно-Казахстанской области и г. Усть-Каменогорска за поддержку в организации и проведении форума петрографов Казахстана.

РЕФЕРАТЫ

УДК 552.3+552.4(574)

Абдулин А. А., Берикболов Б. Р., Никитченко И. И., Нурлыбаев А. Н. Состояние, задачи и перспективы геолого-петрографических исследований магматических и метаморфических комплексов Казахстана. — В кн.: Магматические и метаморфические формации Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1986, с. 5—10.

Дан краткий обзор развития петрологических исследований в Казахстане. Отражены важнейшие достижения в области изучения петрографии магматических, метаморфических и постмагматических образований, а также вопросы петроминерации.

Подведены итоги и намечены задачи петрологических и рудно-петрографических исследований.

УДК 552(084.3)

Азбиль К. А., Авдеев А. В. Задачи геолого-петрографических исследований на этапе перехода к Госгеолкарте-50. — В кн.: Магматические и метаморфические формации Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1986, с. 11—17.

Приведены дополнительные материалы по корреляции магматических образований юга Казахстана, свидетельствующие о представительности развитых здесь кембро-ордовикских офиолитовых ассоциаций, полихронном характере былых ордовикских гранитондных батолитов, широком развитии в некоторых зонах девонских вулканоплутонических ассоциаций и постплутонических малых интрузий. На этапе перехода к Госгеолкарте-50 поставлены задачи усиления необходимого и достаточного комплекса исследований всех геологических тел, сложенных как магматическими и метаморфическими, в том числе метасоматическими, так и осадочными породами и тектонитами, так как только комплексные знания и построенные на их базе геодинамические модели позволят уточнить издаваемые крупномасштабные геологические карты как основу локального прогноза месторождений полезных ископаемых.

Библиогр. 8 назв.

УДК [552.3+552.4]+553.2

Летников Ф. А. Петрология и рудоносность магматических и метаморфических пород как показатель зрелости литосферы. — В кн.: Магматические и метаморфические формации Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1986, с. 17—23.

Развиты новые представления о зрелости литосферы, определяемые в первую очередь интенсивностью эндогенной дегазации ее верхних частей, относимых к земной

коре, степенью истощения мантии ниже поверхности Мохоровичича, мощностью и глубиной залегания астеносферного слоя. В металлогеническом аспекте выделены определенные типы месторождений, характерных для различных уровней зрелости литосферы. Библиогр. 7 назв. Ил. 5.

УДК 552.3:551.24.031 (574)

Нурлыбаев А. Н., Старов В. И. Петрогенез гранодиоритовых формаций. — В кн.: Магматические и метаморфические формации Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1986, с. 23—35.

Дан краткий сравнительный анализ гранодиоритового семейства формаций, размещенных в структурах орто-, медио-, парагеосинклинальных типов палеозойд Казахстана. Гранодиориты как породы могут парагенетически быть взаимосвязаны с самыми разными природными ассоциациями пород, независимо от структурно-тектонической обстановки. Типовые формации выделены по преобладанию в составе магматических тел или в комплексах диорит-гранодиоритовых пород.

Выделен единый магмоформационный ряд, отражающий эволюцию щелочноземельных магм. В условиях островных дуг андезиты-дациты и диориты-гранодиориты взаимосвязаны парагенетически, в зонах древних микроконтинентов господствует гранодиорит-гранитовая форма плутонизма.

Библиогр. 14 назв. Ил. 8. Табл. 1.

УДК 552.3(574.5)

Абдуллин А. А., Касымов М. А., Компанейцев В. П., Хайбуллин Р. Р. Магматические формации Каратау. — В кн.: Магматические и метаморфические формации Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1986, с. 36—42.

Приведена краткая характеристика магмоформационных рядов Каратау. Описаны основные закономерности эволюции магматизма и металлогеническая специализация магматических комплексов.

Библиогр. 7 назв. Ил. 1. Табл. 1.

УДК 552.3:553.2

Митрофанская С. Н., Чимбулатов М. А., Киселев А. К. Петролого-геохимическая направленность эволюции магматитов Южного Казахстана и рудоносность. — В кн.: Магматические и метаморфические формации Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1986, с. 42—49.

На основе огромного материала по изучению вещественного состава вулканогенных и плутоногенных пород, собранных в процессе составления «Карты магматических формаций Южного Казахстана» м-ба 1:500 000, показана направленность эволюции магматизма каледонского и герцинского тектономагматических циклов. Специфика развития определяется значительным проявлением магмотипного метасоматоза; обуславливающего образование метагранитоидов по исходным магматитам средне-основного состава. Эти особенности определяют и своеобразие металлогении региона. Приведены характерные черты магмотипного метасоматического пороодообразования.

Библиогр. 15 назв. Табл. 3.

УДК 552.321.1:552.2(574.3)

Серых В. И. Новая схема развития гранитондного магматизма для складчатых систем Центрального Казахстана и ее металлогеническое значение. — В кн.: Магматические и метаморфические формации Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1986, с. 50—63.

Вместо традиционной грубо гомодромной последовательности орогенных гранитоидных формаций (гранодиоритовая — граносиенитовая — лейкогранитовая — аляскитовая) предложена двуритмовая последовательность (гранодиоритовая — лейкогранитовая, граносиенитовая — аляскитовая). Приведены доказательства существования такой последовательности (прямые геологические соотношения, радиологические данные, генетические аспекты и др.). Выполнена возрастная и тектоническая корреляция гранитоидных комплексов Центрального Казахстана в соответствии с новой схемой. Показано, что первый (раннеорогенный) гранитоидный ритм формировался из более обводненной магмы, чем второй (позднеорогенный), что обусловило существенно более высокую рудоносность первого.

Библиогр. 21 назв. Ил. 2. Табл. 3.

УДК 552.323:571.735'736(574.3+430.2+437.6)

Лялин Ю. И., Бенек Р., Рёллиг Г., Возар И., Возарова А. Верхнепалеозойские вулканогенные комплексы Центрального Казахстана и Центральной Европы: (опыт сравнительного анализа). — В кн.: Магматические и метаморфические формации Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1986, с. 63—72.

Описаны строение и состав субсеквентных (орогенных) вулканогенно-молассовых комплексов карбона и перми Центральной Европы (ГДР, ЧССР) и Казахстана (Северо-Восточное Прибалхашье), отмечены признаки их большого сходства и некоторые отличия.

Библиогр. 13 назв. Ил. 3.

УДК 552.11:551.21(574.3)

Кошкин В. Я. Магматизм северного сегмента Балхаш-Илийского вулканического пояса. — В кн.: Магматические и метаморфические формации Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1986, с. 72—84.

Рассмотрена новая схема развития вулканоплутонических ассоциаций позднего палеозоя северной части Балхаш-Илийского вулканического пояса. Приведены характеристики вулканических и интрузивных комплексов. На основании последних палеонтологических и геологических материалов уточнен возраст магматических образований, который в большинстве своем оказывается более молодым, чем это принималось прежде. Даны сопоставления с магматическими комплексами смежных регионов.

Табл. 2.

УДК 552.3.001.36(574.3)

Шарпенюк Л. Н. Формационное расчленение и корреляция магматических комплексов Прибалхашско-Илийского вулканоплутонического пояса. — В кн.: Магматические и метаморфические формации Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1986, с. 84—91.

Расчленение преимущественно вулканогенных толщ — элементов вулканоплутонических ассоциаций, слагающих магматогенные центрально-кольцевые структуры, требует учета их двойственной природы, двойственного характера, с одной стороны, черт стратифицированных образований, с другой — черт, predeterminedенных закономерностями процессов магматизма. В связи с этим выделение стратиграфических единиц вулканогенных комплексов требует применения наряду с традиционными методами и принципами и несколько иных методов — выявления ритмов вулканизма (формаций) и их рядов; межструктурной корреляции ритмов и их рядов; анализа фаций вулканитов и их структурной взаимосвязи; установления на основе признаков комагматичности и структурной взаимосвязи вулканоплутонических ассоциаций; выявления соотношений в составе ассоциации вулканогенных, дайковых и интрузивных комплексов (типа магматогенной структуры) как признака определенного возрастного уровня ассоциации и других. На основе этих принципов предлагается схема расчленения и корреляции магматических комплексов пояса.

Табл. 1.

УДК 551.037(574.5)

Азбель К. А., Борукаева М. Р. К корреляции вулканогенных образований Прибалхашско-Илийского пояса. — В кн.: Магматические и метаморфические формации Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1986, с. 91—95.

Обсуждены принципы выделения вулканогенных свит, приемлемые и неприемлемые для крупномасштабной Госгеолкарты. Приведена схема свитного членения девона и нижнего карбона Южной Джунгарии — района, где проходит подготовка карт к изданию. Предложен вариант корреляции верхнепалеозойских вулканитов Южной Джунгарии и Северо-Восточного Прибалхашья. Приведены данные о возможной трактовке Конуроленской шовной зоны как одной из палеозон Беньюфа юга Казахстана.

УДК 552.3(574.3)

Ляпичев Г. Ф., Нурлыбаев А. Н., Сейтмуратова Э. Ю., Тимофеева Е. Н. К вопросу о корреляции магматических комплексов Балхашского сегмента земной коры. — В кн.: Магматические и метаморфические формации Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1986, с. 95—99.

Рассмотрены вопросы расчленения, датировки и межзональной корреляции магматических комплексов, особенно позднепалеозойских, в связи с дискуссионностью известных стратиграфических схем. Среди позднепалеозойских выделены четыре возрастных уровня: среднекаменноугольный калмакэмельский, средне-позднекаменноугольный керетасский, позднекаменноугольно-раннепермский колдарский, раннепермский, или раннепермско-позднепермский, кызылжинско-кармысский, позднепермский, или позднепермско-триасовый, бакалинский.

Ил. 1.

УДК 552.2:551.24:553

Ксенофонов О. К., Цветков А. Я., Захаров А. М., Захарова Н. А.

Особенности магматизма Северного Казахстана. — В кн.: Магматические и метаморфические формации Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1986, с. 99—105.

Освещены результаты обобщения новых геологических материалов, выполненных при составлении первой сводной карты магматических формаций Северного Казахстана, охватывающей Кустанайское Зауралье, Тургайский прогиб, Кокчетавскую глыбу и Улутауское поднятие, на которой систематизированы все магматические проявления рассматриваемого региона.

Установлены общие закономерности развития эндогенных процессов в пределах выделенных конкретных структурно-формационных зон и их взаимосвязи в разновозрастных складчатых системах. Вне зависимости от возраста формирования структурно-формационных зон для всех них характерна общая последовательность тектономагматической эволюции, хотя проявления магматизма в пределах стадий для каждой зоны четко индивидуальны.

Ил. 1. Табл. 1.

УДК 552.3(574.41+42)

Степанов А. Е., Ермолов П. В., Мысник А. М., Полянский Н. В., Мураховский М. А., Дьячков Б. А., Лопатников В. В. Магматические комплексы Алтае-Чингизского региона Восточного Казахстана. — В кн.: Магматические и метаморфические формации Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1986, с. 106—110.

В докладе обоснована разработанная авторами схема корреляции магматических комплексов указанного региона. Намечены задачи дальнейших исследований магматических пород региона.

УДК 552.31+553.43/45, 465(574.42)

Дьячков Б. А., Нахтигаль Г. П., Воронцов И. Н., Майорова Н. П., Ермоленко А. Е. Магматические пояса Восточного Казахстана, их геотектоническая позиция и рудоносность. — В кн.: Магматические и метаморфические формации Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1986, с. 110—117.

Рассмотрены причинно-обусловленные связи геологического, тектонического и металлогенического развития Чингиз-Тарбагатайского, Жарма-Саурского и Алтайского геотектоногенов, глубинного строения региона, магматических формаций и оруденения как отражение неоднородного развития глубинных подвижных зон, основы поясовой металлогенической зональности и прогноза.

Библиогр. 17 назв. Ил. 4.

УДК 551.21:551.734'735.1(574.42)

Мысник А. М., Стучевский Н. И. Основные черты вулканизма девона — раннего карбона Зайсанской складчатой области (опыт составления палеовулканологической карты). — В кн.: Магматические и метаморфические формации Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1986, с. 118—124.

Рассмотрены основные особенности геосинклинального вулканизма Зайсанской складчатой области и принципы их отображения на палеовулканологической карте. Дано районирование вулканической провинции и намечены основные черты сходства и различия основных ареалов вулканизма. Показана зависимость рудной специализации ареалов от профиля вулканизма.

Библиогр. 7 назв.

УДК 551.263.037:551.242.31(574.4)

Козлов М. С. Палеозойский вулканизм Рудного Алтая. — В кн.: Магматические и метаморфические формации Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1986, с. 124—130.

Рудноалтайский краевой вулканический пояс формировался с позднего силура до конца каменноугольного периода в результате миграции палеовулканических центров по замкнутой спиралевидной траектории. Параллельно с системой палеовулканических центров и соответствующих им вулкано-тектонических структур формировались гранитовые купола и гнейсово-амфиболит-мигматитовые валы. В вулкано-плутоническом процессе участвовали несколько индивидуализированных магмогенерирующих уровней (лапаритовый, андезитовый, андезито-базитовый и базитовый).

Специфика развития вулканического пояса обусловила значительные региональные метаморфические и метасоматические преобразования рудовмещающих формаций и их уникальную колчеданно-полиметаллическую минерагению.

Библиогр. 15 назв. Ил. 1.

УДК 550.42:552.322

Косалс Я. А., Дьячков Б. А., Пушко Е. П. Петрохимические критерии расчленения и оценки рудоносности гранитоидов Калба-Нарымской зоны. — В кн.: Магматические и метаморфические формации Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1986, с. 131—139.

На примере калбинского (гранодиорит-гранитового), монастырского (гранит-лейкогранитового) и миролюбовского комплексов показана возможность надежного расчленения этих последовательных и близких по составу гранитоидных ассоциаций с применением семикомпонентной петрохимической диаграммы В. Н. Лодочникова. Выявленная петрохимическая дискретность комплементарности составов пород миролюбовского комплекса свидетельствует о его гетерогенности и необходимости выделения габбро-диабаз-диоритовой и гранодиорит-гранит-алюкситовой (онгонитовой) формаций. Петрохимическая комплементарность выделенных гранитоидных формаций хорошо подтверждается наличием для каждой из них своих специфических геохимических трендов на диаграм-

мах K/Rb—Rb, F, Li, Ta, Be, Sp, Nb/Ta. Приведенные петрогеохимические критерии позволяют не только надежно выделять гранитоидные формации, но и прогнозировать не традиционные для Калбы типы редкометалльного оруденения.

Библиогр. 18 назв. Ил. 3. Табл. 2.

УДК [528.7(203):550.3]551.22(574.4)

Саргаскаев Т. Б., Козленко О. М. Использование материалов комплексных аэрогеофизических съемок при корреляции, расчленении интрузивных массивов и локальном прогнозировании в Калба-Нарымском и Актогайском районах. — В кн.: Магматические и метаморфические формации Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1986, с. 139—147.

Рассмотрены возможности применения крупномасштабной аэромагнитной и аэрогамма-спектрометрической съемки для корреляции, определения уровня эрозийного среза интрузивных массивов и локального прогнозирования медно-порфирового и редкометалльного оруденения.

Ил. 4. Табл. 2.

УДК 552.4:551.71/.72(574.57)

Никитченко И. И., Смирнов А. В. Докембрийские метаморфические комплексы Текелийского антиклинория и их корреляция с метаморфическими комплексами других районов Казахстана. — В кн.: Магматические и метаморфические формации Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1986, с. 148—154.

В Текелийском антиклинории Джунгарского Алатау выделены три метаморфических комплекса: сарычабынский полиметаморфический, вероятно, раннепротерозойский, региональный; джунгарский зонально-метаморфический, позднерифейский, субрегиональный; палеозойский шовно-метаморфический, локальный. Сделан вывод о возможной корреляции названных комплексов с аналогичными комплексами, развитыми в других районах Казахстана.

Ил. 1. Табл. 1.

УДК 553.241/.242

Плющев Е. В. Вопросы петрографии и классификации гидротермально-метасоматических образований. — В кн.: Магматические и метаморфические формации Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1986, с. 154—161.

Обоснована возможность выделения видов и разновидностей гидротермально измененных пород на основе их минерального состава и петрографических структур при различной степени замещения исходных пород. На основе ряда количественных ограничений и установленных функциональных зависимостей выделены ведущие и второстепенные структурные признаки кристаллических пород, которые поддаются описанию с заданной точностью. Собственно петрографический подход к выделению и диагностике гидротермально-метасоматических образований позволяет производить их однозначную фиксацию при любых масштабах геологических исследований и, в частности, при геолого-съёмочных работах м-ба 1:50 000 во всем объеме изучаемого пространства.

Библиогр. 23 назв. Ил. 2. Табл. 1.

УДК 553.21/24

Шлыгин А. Е. Некоторые особенности развития пневмато-гидротермальной деятельности в Казахстане. — В кн.: Магматические и метаморфические формации Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1986, с. 161—166.

Кратко рассмотрены пути формирования пневмато-гидротермальных растворов. Признана их широкая полигенность, причем во многих случаях в их составе предполагается присутствие воды, прошедшей поверхностный круговорот (даже в послемагмати-

ческих растворах). Проанализированы развитие флюидных процессов на различных этапах геосинклинального развития Казахстана. Сделаны выводы о необходимости изучения локальных и региональных процессов во времени и в пространстве в связи с геологической эволюцией и об обособлении флюидной петрологии как самостоятельной отрасли геологии.

УДК 553.24

Грязнов О. Н. О критериях рудоносности метасоматитов. — В кн.: Магматические и метаморфические формации Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1986, с. 167—171.

На конкретных примерах рассмотрены минералогические, геохимические и геофизические критерии рудоносности метасоматитов. Минералогические критерии включают: 1) развитие в рудоносных ореолах метасоматитов минералов с иными химическими и физическими свойствами, нежели в безрудных; 2) развитие в рудоносных ореолах сорудных метасоматитов; 3) развитие в рудоносных ореолах прожилковой минерализации дорудной, рудной и пострудной стадий. К геохимическим критериям принадлежат: 1) геохимическая специализация рудоносных метасоматитов на формационно-фациальном, породном и минеральном уровнях; 2) развитие эндогенных ореолов элементов-индикаторов оруденения в гидротермально измененных породах; 3) изотопные соотношения рудообразующих элементов. Геофизические критерии определены характером физических полей и их оптимальным сочетанием.

Библиогр. 11 назв.

УДК 552.321.1:553.2

Хитрунов А. Т., Путалова Р. В. Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. — В кн.: Магматические и метаморфические формации Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1986, с. 171—176.

Для фациального расчленения гранитоидов сходного минерального состава, выяснения пространственной и временной эволюции окислительно-восстановительных и щелочных условий их формирования и оценки возможной рудоносности предлагается диаграмма $K_{Fe}-X_{Al}^{VI}$. Для выделения конкретных минеральных фаций в указанных координатах использован химизм наиболее широко распространенных железомagneзиальных минералов — биотитов и амфиболов и видовой состав типоморфных аксессуарных минералов — магнетита, ильменита, сфена и др.

Библиогр. 9 назв. Ил. 2. Табл. 1.

УДК 552.11:553.212:553.411(574)

Жаутиков Т. М., Диаров А. Б. О ликвационной дифференциации магм на примере золотоносных структур Казахстана. — В кн.: Магматические и метаморфические формации Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1986, с. 177—180.

Рассмотрены геолого-петрологические и петрохимические признаки ликвации магм, выявленные в процессе изучения некоторых золотоносных интрузивных комплексов Казахстана. Отмечено ведущее значение ликвационной дифференциации в эволюции магматизма рудоносных структур и в определении их потенциальной рудоносности.

Библиогр. 20 назв.

УДК 552.3:553.041(574.1)

Федоров В. И., Юриш В. В., Юриш З. А., Кораблев Г. Г. Геолого-петрологические критерии рудоносности магматических формаций Западного Казахстана. — В кн.: Магматические и метаморфические формации Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1986, с. 180—188.

Магматические формации региона классифицированы на пять историко-эволюционных (вертикальных) рядов с различающейся металлогенической специализацией. Показаны изменение продуктивности магматических формаций на полезные ископаемые для однотипных формаций, принадлежащих к различным рядам, характерные геолого-петрологические особенности магматитов, контролирующих месторождения хромитов, меди, цинка, редких и благородных металлов.

Библиогр. 3 назв. Ил. 4.

УДК 552.321+552.181(574.2)

Спирidonov Э. М., Демент Т. Н., Архангельский Д. Н., Соколова Н. Ф., Фролов Д. К., Демидов В. Г., Сигаичев С. П., Минервин О. В., Мартынова О. Я., Шульга В. И., Янковский С. Б. Некоторые результаты изучения магматических комплексов в процессе среднемасштабного объемного геолого-геофизического картирования одного из рудных полей Северного Казахстана и использование результатов для локального прогнозирования. — В кн.: Магматические и метаморфические формации Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1986, с. 188—193.

От региональной геологии до руды — сложный и длинный путь. Существующую сейчас брешь между региональной геологией и металлогенией, с одной стороны, и детальными исследованиями в рудных полях — с другой, призвано в определенной степени заполнить среднемасштабное глубинное, или объемное, картирование рудных узлов. В статье рассмотрены некоторые результаты объемного геолого-геофизического картирования (ОГГК) одного из рудных полей в Северном Казахстане. Особое внимание уделено рудоносным интрузивным образованиям, в том числе интрузивам степнякского типа позднеордовикского крыкудукского комплекса. Рассмотрены различные геолого-петрологические факторы контроля оруденения.

Библиогр. 14 назв.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Нурлыбаев А. Н. Вступительное слово	3
Абдулин А. А., Берикболов Б. Р., Никитченко И. И., Нурлыбаев А. Н. Состояние, задачи и перспективы геолого-петрографических исследований магматических и метаморфических комплексов Казахстана	5
Азбель К. А., Авдеев А. В. Задачи геолого-петрографических исследований на этапе перехода к Госгеолкарте-50	11
Летников Ф. А. Петрология и рудоносность магматических и метаморфических пород как показатель зрелости литосферы	17
Нурлыбаев А. Н., Старов В. И. Петрогенез гранодиоритовых формаций	23
Абдулин А. А., Касымов М. А., Компанейцев В. П., Хайбуллин Р. Р. Магматические формации Каратау	36
Митрофанская С. Н., Чимбулатов М. А., Киселев А. К. Петролого-геохимическая направленность эволюции магматитов Южного Казахстана и рудоносность	42
Серых В. И. Новая схема развития гранитоидного магматизма для складчатых систем Центрального Казахстана и ее металлогеническое значение	50
Лялин Ю. И., Бенек Р., Рёллиг Г., Возар И., Возарова А. Верхнепалеозойские вулканогенные комплексы Центрального Казахстана и Центральной Европы (опыт сравнительного анализа)	63
Кошкин В. Я. Магматизм северного сегмента Балхаш-Илийского вулканического пояса	72
Шарпенко Л. Н. Формационное расчленение и корреляция магматических комплексов Прибалхашско-Илийского вулканоплутонического пояса	84
Азбель К. А., Борукаева М. Р. К корреляции вулканогенных образований Прибалхашско-Илийского пояса	91
Ляпичев Г. Ф., Нурлыбаев А. Н., Сейтмуратова Э. Ю., Тимофеева Е. Н. К вопросу о корреляции магматических комплексов Балхашского сегмента земной коры	95
Ксенофонтов О. К., Цветков А. Я., Захаров А. М., Захарова Н. А. Особенности магматизма Северного Казахстана	99
Степанов А. Е., Ермолов П. В., Мысник А. М., Полянский Н. В., Мураховский М. А., Дьячков Б. А., Лопатников В. В. Магматические комплексы Алтае-Чингизского региона Восточного Казахстана	106
Дьячков Б. А., Нахтигаль Г. П., Воронцов И. Н., Майорова Н. П., Ермоленко А. Е. Магматические пояса Восточного Казахстана, их геотектоническая позиция и рудоносность	110
Мысник А. М., Стучевский Н. И. Основные черты вулканизма девона — раннего карбона Зайсанской складчатой области (опыт составления палеовулканологической карты)	118
Козлов М. С. Палеозойский вулканизм Рудного Алтая	124
Косалс Я. А., Дьячков Б. А., Пушко Е. П. Петрогеохимические критерии расчленения и оценки рудоносности гранитоидов Калба-Нарымской зоны	131
Саргаскаев Т. Б., Козленко О. М. Использование материалов комплексных аэрогеофизических съемок при корреляции, расчленении интрузивных массивов и локальном прогнозировании в Калба-Нарымском и Актогайском районах	139
Никитченко И. И., Смирнов А. В. Докембрийские метаморфические комплексы Текелийского антиклинория и их корреляция с метаморфическими комплексами других районов Казахстана	148
Плющев Е. В. Вопросы петрографии и классификации гидротермально-метасоматических образований	154
	205

Шлыгин А. Е. Некоторые особенности развития пневмато-гидротермальной деятельности в Казахстане	161
Грязнов О. Н. О критериях рудоносности метасоматитов	167
Хитрунов А. Т., Пугалова Р. В. Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность	171
Жаутиков Т. М., Диаров А. Б. О ликвидационной дифференциации магм на примере золотоносных структур Казахстана	177
Федоров В. И., Юриш В. В., Юриш Э. А., Кораблев Г. Г. Геолого-петрологические критерии рудоносности магматических формаций Западного Казахстана	180
Спиридонов Э. М., Демент Т. Н., Архангельский Д. Н., Соколова Н. Ф., Фролов Д. К., Демидов В. Г., Сизачев С. П., Минервин О. В., Мартынова О. Я., Шульга В. И., Янковский С. Б. Некоторые результаты изучения магматических комплексов в процессе среднемасштабного объемного геолого-геофизического картирования одного из рудных полей Северного Казахстана и использование результатов для локального прогнозирования	188
Решение III Казахстанского петрографического совещания	193
Рефераты	197

МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ КАЗАХСТАНА

*Утверждено к печати Ученым советом ордена Трудового Красного Знамени
Института геологических наук им. К. И. Сатпаева Академии наук Казахской ССР*

Зав. редакцией *Н. А. Менжулина*
Редактор *Р. К. Даниленко*
Художественный редактор *Н. Ф. Чурсин*
Оформление художника *А. М. Бердник*
Технический редактор *Б. Турабаев*
Корректор *А. А. Давыденко*

ИБ № 2075

Сдано в набор 24.07.85. Подписано в печать 6.01.86. УГ10172.
Формат 70×100¹/₁₆. Бум. тип. № 2. Литературная гарнитура. Высокая печать.
Усл. п. л. 17,4. Усл. п. кр.-отт. 17,4. Уч.-изд. л. 19 (вклейка). Тираж 1000.
Заказ 155. Цена 3 р. 40 к.

Издательство «Наука» Казахской ССР.
480100, Алма-Ата, Пушкина, 111/113.
Типография издательства «Наука» Казахской ССР
480021, Алма-Ата, Шевченко, 28.