

Н.Н. АМШИНСКИЙ

**МИНЕРАЛОГО-
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
ГРАНИТОИДНЫХ
ПОРОД
ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ
КАРТИРОВАНИИ
И ПОИСКАХ**

Н. Н. АМШИНСКИЙ

550.8.

МИНЕРАЛОГО-
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
ГРАНИТОИДНЫХ
ПОРОД
ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ
КАРТИРОВАНИИ
И ПОИСКАХ

1192
2611



МОСКВА, «НЕДРА», 1978



Амшинский Н. Н. Минералого-геохимические исследования гранитоидных пород при геологическом картировании и поисках. М., «Недра», 1978. 101 с.

В книге показано значение гетерогенности и конвергенции гранитоидов при оценке перспектив их рудоносности, корреляции и расчленении на комплексы. Разработана методика их опробования с позиции объемного изучения гранитоидных тел с учетом природной неоднородности распределения в них петрогенных и акцессорных элементов и минералов. На базе выявленной вертикальной петрогеохимической зональности (ВПГЗ) разработаны классификация химических элементов, понятие градиента геохимической подвижности, коэффициентов металлогенической специализации. Приведены примеры решения различных задач магматической геологии.

Книга представляет интерес для геологов различных специальностей.

Табл. 21, ил. 19, список лит. — 118 назв.

За последние десятилетия геохимические исследования получили широкое развитие как в СССР, так и за рубежом. В настоящее время немыслимо проведение сколь-нибудь серьезных геологических работ и, тем более, геологосъемочных и поисковых без использования геохимических методов. И если те или иные аспекты приложения геохимических методов к решению указанных задач нашли освещение в литературе [23, 42, 83, 73, 89, 110 и др.]*, то использование результатов геохимических исследований в изучении гранитоидных интрузий с целью прогнозирования полезных ископаемых в зависимости от фаций глубинности и величины их эрозионного среза не получило должного внимания со стороны широкой массы геологических работников и, в частности, из-за отсутствия соответствующих обобщающих работ методической направленности.

Предлагаемая вниманию читателя книга Н. Н. Амшинского в значительной степени восполняет этот пробел в нашей литературе, дополняя и развивая ранние публикации автора по этой проблеме, методическая основа которой отработана им в процессе многолетних исследований гранитоидных плутонов Алтае-Саянской складчатой области. Научной основой настоящей работы является анализ вертикальной петрогеохимической зональности, проявившейся в закономерном распределении петрогенных и акцессорных элементов в период становления гранитоидных тел.

Н. Н. Амшинский на основании выявления градиента вертикальной петрогеохимической зональности гранитоидных массивов предлагает методы решения разнообразных геологических задач. Среди них, несомненно, наиболее важны такие, как генезис гранитоидов, установление фаций глубинности горных пород и уровня эрозионного среза массивов, формы залегания и, наконец, их металлогенической специализации. Прослеживание петрогеохимической зональности в гранитоидах разной фации глубинности и обнаружение закономерного уменьшения градиента геохимической подвижности от гипабиссальных тел к абиссальным создает предпосылку к разработке метода количественной оценки глубин формирования и эрозионного среза гранитоидных плутонов, практическое значение которого трудно пе-

* Ссылки в предисловии редактора и в последующих его примечаниях отвечают дополнительно рекомендованной им литературе, включенной в последующем в общий список.

реоценить. Однако поскольку гранитоиды разной глубинности вскрываются в разных структурах (гипабиссальные — в мульдах, мезоабиссальные — в глубоко эродированных антиклиналях, абиссальные — в горст-антиклинальных выступях), постольку у читателя может возникнуть вопрос, — а не разновозрастные ли это группы тел? Иными словами — не является ли их различие различием возрастным и формационным? Тем более, что плутоны, относимые Н. Н. Амшинским к абиссальной фации герцинских гранитоидов, другими исследователями рассматриваются как силурийские или ордовикские. Отсутствие или ограниченное развитие соответствующих фаунистически охарактеризованных стратифицированных отложений, позволяющих с необходимой степенью точности датировать геологический возраст многих гранитоидов Алтая, вызывает необходимость привлечения для их расчленения косвенных данных. А это порождает разногласия среди исследователей в вопросе о возрасте и формационной принадлежности гранитоидов региона. Схема Н. Н. Амшинского, в связи с изложенным, является одним из возможных вариантов, имеющим полное право на жизнь, и представляется вполне вероятной, так как базируется на проведении разносторонних сопоставлений изученных им гранитоидов Лениногорского района Рудного Алтая с гранитоидами Горного Алтая: сопоставлялись строение тел, петрографический и химический составы, магнитные и радиоактивные поля, состав аксессуарных элементов и минералов, зональность распределения элементов и минералов, состав окружающей среды, металлоносность, состав галек из конгломератов и данные калий-аргоновых определений возраста горных пород.

Представляются чрезвычайно интересными данные автора о поведении элементов в градиентных полях (глава I) и о причинах «удревнения» и «омоложения» радиологического возраста горных пород (глава III), которые получены им в результате анализа процессов и явлений, способствовавших накоплению избыточного аргона или приводивших к его потере. В связи с тем что автор рассмотрел геологические проблемы применительно только к калий-аргоновому методу, в подстрочных примечаниях приведены главнейшие работы, дающие представления о других, значительно более информативных, с точки зрения редактора, хотя и менее массовых, методах изотопной геохронологии. Однако ценность приводимого Н. Н. Амшинским материала состоит в первую очередь в том, что обращается особое внимание геологов на необходимость тщательного отбора проб и на проведение при этом всестороннего геологического анализа. Не менее важной представляется и проблема правильной методики отбора, обработки проб, проведения лабораторных исследований и обработки их результатов (глава II), что является основой правильности и достоверности геохимических исследований.

В сравнительно небольшой по объему и методической по основному содержанию работе Н. Н. Амшинский касается целого ряда таких важных проблем геологии гранитоидов, как их генезис и явления регенерации. При этом совершенно правильно обращено внимание на практическую значимость решения этих, казалось бы, теоретических вопросов при геологическом картировании и поисках полезных ископаемых. Автор справедливо обращает внимание на настоятельную необходимость и практическую возможность нанесения большей, чем это обычно принято, информации о гранитоидных телах на составляемые геологические карты различного масштаба, что значительно повышает их прогнозную значимость.

Естественно, что при анализе подобных серьезных проблем далеко не все соображения автора представляются бесспорными и одинаково доказанными, на что особо обращается внимание читателя соответствующими подстрочными примечаниями. Во многих вопросах Н. Н. Амшинский проявляет в определенной степени субъективный подход к решению тех или иных геологических проблем, что, однако, никак не может рассматриваться как недостаток работы, ибо некоторое увлечение автора развиваемыми им идеями вполне естественно и допустимо. Так, из наиболее существенных упущений автора представляются такие, как принижение роли формационного анализа в исследовании гранитоидов и игнорирование им главнейших закономерностей о циклично-направленном развитии геологических комплексов и областей их развития со всеми вытекающими отсюда последствиями. В связи с этим читателю рекомендуются работы [21, 24, 30, 40, 48, 49, 65, 75, 83, 89, 95, 100, 105, 109]. Поскольку автор рассматривает главным образом фанерозойские гранитоидные массивы малых и средних глубин, у читателя создается несколько одностороннее представление о явлениях гранитообразования и гранитизации, которые в пределах более глубоких уровней и в ранние эпохи развития Земли имели свою определенную специфику. В связи с этим дополнительно рекомендуется литература [21, 40, 65, 75, 83, 89, 95, 105, 109, 110], в которой рассматриваются различные, нередко дискуссионные и противоречивые аспекты гранитообразования.

Хочется еще раз подчеркнуть тот факт, что геологическая литература обогатилась нужной и актуальной работой, которая окажет существенную помощь в повышении качества и эффективности геологических исследований и в особенности геолого-поисковых и съемочных работ в областях широкого развития гранитоидных формаций в условиях малых и средних глубин консолидации их пород.

В. А. Рудник

Гранитоиды занимают особое место среди plutонических пород, во-первых, по решительному их преобладанию над остальными, во-вторых, по исключительно широкому комплексу связанных с ними полезных ископаемых, в-третьих, будучи по природе своей гетерогенными, они обладают сходными признаками, затушевывающими различия их происхождения. Проблема конвергенции и гетерогенности гранитоидов является одной из первостепенных в числе ждущих своего разрешения.

В районах широкого развития гранитоидных пород перед геологом — съемщиком или поисковиком возникают вопросы, решение которых сопряжено со многими трудностями.

Инструкцией по организации и производству геологосъемочных работ в масштабах 1 : 50 000 и 1 : 25 000 Министерства геологии СССР от 1955 г. обращается внимание на:

- 1) установление форм залегания плутона, направления и крутизны падения контактовой поверхности;
- 2) петрографический состав слагающих его пород и характер их взаимоотношения;
- 3) возраст интрузивов;
- 4) глубину их становления;
- 5) глубину эрозионных срезов интрузивов;
- 6) корреляцию и объединение интрузивов в комплексы.

Кроме того, инструкцией предусматривается освещение контактового метаморфизма, состава и последовательности образования жильных дериватов, приуроченности гранитоидных тел к определенным структурно-тектоническим элементам и т. д.

Следует также подчеркнуть, что при оценке перспектив рудоносности и направления поисковых работ в районе далеко не мало важным является вопрос выявления генезиса гранитоидов, поскольку рудоносность их аллохтонных и автохтонных разновидностей различна. Столь же влияет на перспективы рудоносности плутона степень замкнутости системы (открытости—закрытости) в момент его становления. Каждый из отмеченных вопросов требует определенных методов решения. Вместе с тем авторы недавно вышедших «Методических указаний по геологической съемке масштаба 1 : 50 000» отмечают, что, «несмотря на наличие значительного количества работ, затрагивающих вопросы структурного и петрографического изучения интрузивных образований (Елисеев, 1967; Болк, 1946; Шипулин, 1962; Лахи, 1966 и др.), методика геологической съемки интрузивов отражена в литературе совершенно недостаточно» [72, с. 5].

Существенно пополнив этот пробел, авторы «Методических указаний» тем не менее не смогли разрешить ряд вопросов, в том числе и важных для практической геологии. Очевидно, и нам не удастся окончательно разрешить многие вопросы, поскольку «... по существу, мы окружены морем разнопричинных явлений с конвергентными признаками и, говоря о конвергенции, имеем дело с понятием весьма широкого гносеологического содержания» [88, с. 314].

Тем не менее мы полагаем возможным поделиться опытом геохимических исследований гранитоидных пород и, учитывая новые данные в этой области, попытаемся приблизиться к решению поставленных выше задач. При этом используется материал «Методических рекомендаций» [6], принятых Управлением региональной геологии и поисково-съёмочных работ Министерства геологии СССР для использования в производстве.

В основу настоящей работы нами положена вертикальная петрогеохимическая зональность гранитоидных плутонов, проявляющаяся как закономерность общего характера. Раскрывая существо этого явления, мы стремились хотя бы несколько продвинуться по пути, намеченному А. Е. Ферсманом. Его тезис о том, что «изменение геохимических ассоциаций с глубиной является одним из важнейших процессов нашей планеты, позволяющим глубже проникнуть в природу распределения элементов на Земле», был главным стимулом в нашей работе. Постановка этого вопроса перед геологической общественностью, очевидно, продвинет его решение на более высокую ступень.

Все выводы настоящей работы базируются на фактическом материале по изучению более 100 гранитоидных плутонов Горного Алтая (43 массива), Тувы, Салаирского кряжа, Томь-Колыванской складчатой зоны, Кузнецкого Алатау, Енисейского кряжа, собранном мною и коллективом, которым я руковожу вот уже более 16 лет в институте СНИИГГИМС. Наибольший вклад в развитие проблемы вертикальной петрогеохимической зональности внесли мои ближайшие коллеги — И. В. Марнич, Л. И. Орлова, Т. Н. Винокурова, А. М. Горб, А. А. Долгушина, А. М. Козлов, В. Н. Меленевский, В. М. Дадченко, И. С. Туркин. Не могу не отметить и труд нашего постоянного оформителя графики — картографа И. И. Разумовой и ст. техника Е. Н. Татарина.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ, ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ
И ОПРЕДЕЛЕНИЯ

О причинах и способах образования гранитоидов

В настоящее время, когда, казалось бы, уже завершены жаркие дискуссии о гранитах, все-таки приходится говорить о том, что многие стороны этой проблемы остались неразрешенными. Мы полагаем, что само возникновение дискуссий было предопределено гетерогенностью гранитов, т. е. той генетической стороной проблемы, которая еще далека от разрешения. В этих условиях возникают разноречивые истолкования тех или иных понятий и понимание скрытых за ними природных явлений. Споры зачастую вспыхивают там, где, говоря на едином понятийном уровне, их можно было бы избежать. К более серьезным последствиям приводят расхождения в трактовке существа того или иного геологического явления. Известно, например, что крупные гранитоидные плутоны, сформировавшиеся в результате гранитизации на месте, не сопровождаются промышленно интересными месторождениями вольфрама. Следовательно, в целях повышения эффективности прогнозирования необходимо исключать их из площади поисков. С точки зрения геолога, не признающего такой способ образования гранитоидов, рекомендация исключения этих гранитоидов из площади поисков окажется неприемлемой, и он будет искать в их пределах месторождения вольфрама, а эффективность его работ при этом, естественно, будет падать. Гипабиссальные рудоносные гранитоидные тела при глубоком эрозионном срезе становятся неперспективными для поисков оруденения залегающего внутри массива. Таким образом, оказывается, что понимание геологических явлений и эффективность поисково-съемочных работ находятся в причинно-следственных отношениях. И наиболее близкий путь к повышению эффективности прогнозирования и поисков месторождений, оказывается, лежит не столько в усовершенствовании методов, сколько в области методологии познания, в умении построить правильную геологически обоснованную модель явления и предвидеть ее конечный продукт. С целью предупреждения возможных неясностей мы намерены изложить основы нашей концепции, исходные для нее данные, понятия и определения которых придерживаемся. Возможно, этим удастся добиться большего взаимопонимания, уменьшить разночтение и найти нужный, деловой контакт с читателем.

1. Сейчас уже считается неоспоримым, что «источником, откуда получают, начиная с архейской эры, изверженные горные породы, является земная кора, отдельные участки которой, периодически расплавляясь, дают начало магмам...»* [64].

Переплавление участков коры и проявление тектогенеза, очевидно, обусловлены эволюционными процессами, протекающими в подкоровом веществе Земли [31, с. 23], и причинно связаны с дегазацией мантии [28, 94].

Привнос легких и легкоподвижных элементов и тепла из глубин в земную кору кажется наиболее вероятным процессом, приводящим к зарождению гранитоидных пород [54].

2. Во всяком случае представляется неоспоримым то, что для фанерозоя гранитообразование связано с глубинными разломами, как с наиболее проницаемыми структурами, нарушающими термодинамическое и химическое равновесие земной коры. Проницаемость глубинных разломов обеспечивала формирование локальных термофлюидных потоков, поступавших из глубин Земли и предшествовавших образованию расплавов [108, 82]. Зарождение гранитоидных пород без участия летучих представляется невозможным.

3. Замечено, что фанерозойские гранитоиды возникали в связи с разломами, создававшимися в периоды воздымания участков литосферы, и, следовательно, пространственно и причинно обусловлены структурами поднятий [61]. Формирование подобного типа структур происходило на фоне процесса локального разуплотнения вещества литосферы, связанного с привносом летучих и легких элементов, в том числе таких важнейших гранитофильных, как кремний и калий.

4. Этот процесс происходил с привносом тепла из глубин, в связи с чем структуры поднятий, гранитизация и гранитные тела формировались в обстановке термоаномалий, нарушавших нормальное тепловое поле земной коры. Здесь создавались благоприятные условия для «конвективного перемешивания вещества» и «радиальной тепловой конвекции» [51, с. 659].

5. Как показывают результаты объемного изучения разных по глубине становления гранитоидных тел [12] и теоретические расчеты в пределах гранитизирующейся колонны, «затвердевание объема расплава происходит снизу вверх» [66, с. 172], что не исключает и обратный ход событий для тел небольшого объема.

Из сказанного представляется логичной следующая последовательность событий: глубинный разлом—термофлюидопоток—формирование разуплотненных структур поднятия—гра.

* Положение о том, что изверженные горные породы возникают только в земной коре, не оспоримо, а для архейской эры и для океанической коры маловероятно (прим. ред.).

нитизация и образование автохтонных гранитов—→частные разломы в этих структурах—→локальное образование гранитного расплава—→интрузия и формирование аллохтонных гранитных тел как апофиз плутонов замещения.

Эти события проходили в направлении повышения интенсивности флюидопотоков, флюидопротитывания, повышения температур и, следовательно, отвечали понятию прогрессивной стадии развития процесса. В большинстве районов гранитоидного магматизма наблюдается повышенное значение геотермического градиента.

6. Отсюда представляются противоестественными рассуждения о том, что поскольку воздымающиеся структуры формируются в направлении понижающегося значения геотермического поля, постольку граниты являются продуктом регрессивной стадии развития. Отдавая должное теоретическим и экспериментальным исследованиям по проблеме гранитов, следует, очевидно, признать, что «... представление о происхождении кристаллических пород, основывающееся на данных о времени и месте их формирования (т. е. на их геологии), более предпочтительно, чем представление, основанное на каких бы то ни было иных данных [91, с. 424].

7. Опыты Г. Винклера и Х. Платена [29] свидетельствуют о том, что для выплавления гранитоидов не требуются большие температуры и глубины. В условиях привноса летучих или «сквозьмагматических растворов [54], несущих тепло и являющихся по своей природе интрателлурическими, гранитообразование было возможно в широких пределах глубин, вплоть до самых малых» [61, с. 119]. Образовавшиеся таким образом гранитоидные породы совсем не обязательно должны были проходить стадию полного переплавления. По полноте преобразования исходных пород в гранитоидные многими исследователями выделяются гранитные серии, сопоставительная схема которых (табл. 1) нами заимствуется у Л. В. Махлаева [69].

На основе изучения продуктов гранитизации Таймыра им выделены изолиогенные метаморфические ряды, развивавшиеся по разным исходным породам, и предложена классификация гранитоидов, разделяющихся по генезису на метасоматические, реоморфические, магматические и по разной степени перемещенности — на автохтонные, параавтохтонные, аллохтонные. Такой подход к классификации гранитоидов, как приближающий нас к решению проблемы их генезиса, рудоносности и связи с тектоникой, представляется наиболее оправданным. Отмечая важность установления автохтонности или аллохтонности гранитоидного плутона, Ю. А. Кузнецов приходит к выводу, что «для решения интересующего нас вопроса на более высоком уровне нужно искать новые методы, причем наиболее обещающими кажутся тонкие геохимические исследования и гранитоидных пород, и вмещающих их толщ» [60, с. 14].

Сопоставление наиболее распространенных схем гранитных серий по Л. В. Махлаеву [69]

Автор схемы	Главный принцип выделения серии	Главные группы в составе серии и их краткая характеристика			
Х. Рид (1955 г.)	Степень перемещения гранитного материала от места его возникновения к месту консолидации	Автохтонные граниты, диффузные тела сложной формы, согласные с вмещающими гнейсами, с четкими признаками формирования путем замещения (теневые граниты, порфиروбластические гнейсограниты)	Параавтохтонные граниты, диапир-плутоны и батолиты в ядрах антиклиналей, сложенные мобилизованным материалом предыдущей группы; температуры различия с вмещающими породами невелики, зоны роговиков маломощны	Интрузивные граниты, крупные дисгармоничные массивы глубинного формирования, сопровождающиеся широкими полями роговиков	Гранитные плутоны, гипабиссальные штоки, малые интрузии с хорошо выраженной зоной закалки, с автономной структурой, сопровождаются ореолом высокотемпературных роговиков
К. Менерт (1959 г.)	Структурно-генетический	Метасоматические граниты	Мобилизованные магматиты, образующие малые диапир-плутоны, межбужинные обособления, автохтонные бескорневые тела реаморфитов	Магматиты, продукты кристаллизации гомогенных анатектических расплавов, формирующие интрузивные массивы разной степени перемещенности	Дифференциаты анатектической гранитной магмы
П. Эскала, В. Мармо (1932—1955 гг.)	Отношение времени становления массива к главной фазе складчатости	Синкинематические граниты, согласные диффузивные тела, постепенно переходя-	Позднекинематические граниты, отчетливо дисгармоничные тела с автономной структурой, роговики и зона закалки отсутствуют, состав лейкократовый, анхизвтектический	Посткинематические граниты, резкодисгармоничные тела с хорошо выраженной за-	

Автор схемы	Главный принцип выделения серии	Главные группы в составе серии и их краткая характеристика			
П. Эскала, В. Мармо (1932—1955 гг.)	Отношение времени становления массива к главной фазе складчатости	щие во вмещающие гнейсы, реже сводовые диапир-плутоны в осевых зонах крупных антиклиналей, состав преимущественно гранодиоритовый, текстура отчетливо гнейсовидная	Позднекинематические граниты, отчетливо дисгармоничные тела с автономной структурой, роговики и зона закалки отсутствуют, состав лейкократовый, анхизвтектический	калкой, с мощными ореолами роговиков, сложенные дифференциатами гранитной магмы — граносиенитами, гранодиоритами, мондонитами, субщелочными гранитами	
Л. В. Климов (1972 г.) только для чарнокитов	Структурно-генетический	Теневые чарнокиты, метасоматиты, образовавшиеся по субстрату сланцев гранулитовой фации с явными признаками замещения последних	Реоморфические чарнокиты, частично плавленый мобилизованный материал пород I группы, слагающие диапир-плутоны разной степени автономности	Магматические чарнокиты, дисгармоничные массивы, интрузии высокоомобильных анатектических расплавов, оторванные от своих метаморфических корней	Предположительно гипабиссальные дайки и штоки пироксеновых сиенитов и граносиенитов
Т. Г. Павлова (1964 г., 1966 г.)	Тот же	Метаморфиты и метасоматиты гранитного состава	Гранито-гнейсы автохтонные и параавтохтонные — продукты частичного плавления метаморфитов	Магматические граниты, продукты кристаллизации обособившейся анатектической гранитной магмы и ее дифференциатов	
Н. Г. Судовиков (1950 г., 1966 г.)	Генетический	Метасоматические граниты	Реоморфические граниты	Магматические граниты	

8. Несмотря на то что влияние состава субстрата на состав гранитоидов доказано, до сих пор не решена количественная сторона этого влияния. Одни считают, что оно заметно лишь в метасоматических гранитах, другие полагают, что оно прослеживается через все генетические типы гранитов вплоть до истинно магматических, интрузивных. Если признается, что граниты есть продукт преобразования субстрата, то, очевидно, в их составе следует выделить унаследованную от субстрата пассивную часть и часть, привнесенную гранитизирующими флюидами (активную). Соотношение между этими частями будет мерилом полноты гранитизации.

Если исходить из того, что состав гранитной эвтектики близок аляскиту, то, сообразуясь с концепцией формирования гранито-метаморфического слоя континентальной коры за счет преобразования первичной базальтической, к пассивной части следует относить все элементы, свойственные базальту. Сюда должны быть включены железо, магний, кальций, титан, фосфор, натрий и марганец, содержание которых, как известно, возрастает от кислых пород к основным, а также благородные металлы, большую часть халькофильных. К активной части относятся кремний и калий. Кроме того, в эту же часть входят летучие и высокоподвижные акцессорные элементы (редкие щелочи, редкие металлы, редкие земли, радиоактивные), свойственные гранитам.

Признание зависимости состава гранитоидов от состава субстрата приводит к выводу, имеющему большое практическое значение. Процесс гранитообразования, синхронно проявляясь в структурно-формационных зонах разного состава, в итоге создает породы, отличающиеся по химическому и петрографическому составу.

Следовательно, петрографический состав сам по себе не может быть надежным критерием корреляции и расчленения гранитоидов на комплексы.

Во всех случаях надо учитывать влияние состава среды на состав гранитоидов не только на уровне их становления (в случае их внедрения), но и в пределах глубин возможного магнеобразования (до 10—15 км). Кроме того, необходимо изучать состав редких и редкоземельных элементов, геохимическая судьба которых тесно связана с летучими, т. е. с гранитизирующими растворами, поступающими из глубин Земли и, вероятно, отражающими эволюцию развития подкорового вещества и потому изменяющимися по составу во времени и пространстве. Гранитообразование нельзя отрывать от общего хода развития земной коры, с ее направленностью и необратимостью. Общеизвестное явление направленного изменения содержания радиоактивных элементов и металлогенической специализации, меняющихся от древних к молодым гранитоидам, является фактом, который необходимо использовать при рас-

членении их на разновозрастные комплексы. Не учитывая это явление, мы вольно или невольно встаем на позицию механической цикличности (вместо развития по спирали).

9. Процесс гранитообразования охватывал значительные объемы земной коры и на разных ее уровнях (по вертикали) не мог привести к одинаковым качественным и количественным итогам. Вертикальная зональность в продуктах этого процесса представляется неоспоримой. Зональность проявляется в различии вещественного состава, структуры, форм залегания, способа образования гранитоидов на разных уровнях единой гранитообразующей (или условно-магматической) колонны. Таким образом, все эти качества и способ образования находятся в причинной связи с глубиной, определяющей условия протекающего процесса, и закономерно меняются по мере его продвижения в радиальном направлении из глубоких к близповерхностным горизонтам.

В районах альпийского рельефа и интенсивной блоковой тектоники удается даже в пределах одного плутона, вскрытого по вертикали на 1—2 км, видеть и типичные эвтектоидные граниты интрузивной штоковой фации (верхний эрозионный срез), и породы, слагающие большую его часть, сформированные способом «магматического замещения», т. е. «теневые» гранитоиды (более глубокий срез). Иногда удается видеть одновременно и еще более глубокую корневую зону плутона — мигматиты, артериты или продукты «незавершенной гранитизации» [59]. Между породами, слагающими такой плутон, наблюдаются как резкие, так и постепенные переходы, что позволяет «рассматривать все граниты разного способа образования как единый генетический комплекс» [70].

Однако чаще бывает «невозможно наблюдать всех членов серии на одном уровне (эрозионном *A. H.*) в одном месте. Начальные члены серии приурочены к осевым частям антиклинорных зон, сложенных более древними образованиями, а конечные располагаются во внешних частях, сложенных породами более молодыми, и поэтому зачастую члены единой серии описываются как разновозрастные самостоятельные комплексы (выделено нами), сложенные к тому же генетически различными породами» [69].

Опыт наших работ показывает, что подавляющее большинство крупномасштабных геологических карт содержит отмеченный Л. В. Махлаевым [69] недостаток, в силу чего в Алтае-Саянской складчатой области количество таких «самостоятельных комплексов» исчисляется десятками в каждом регионе. Думается, что так же обстоит дело и в других районах.

Исходя из сказанного, следует подчеркнуть, что морфогенетические особенности, свойственные плутонам разной фации глубинности и, соответственно, их положению в различных частях складчатой структуры, не могут быть надежным крите-

рием расчленения на разновозрастные комплексы, поскольку по своей природе каждый комплекс полифациален [59].

10. Гранитоидный магматизм контролируется региональными глубинными разломами, зонами повышенной проницаемости, охватывает обычно крупные площади, сложенные разными по времени формирования толщами и структурно-формационными зонами. Например, позднегерцинские вольфрамоносные гранитоиды, распространенные в Казахстане, Рудном и Горном Алтае, Салаирском Кряже и Томь-Кольванской зоне (калбинский комплекс), и их аналоги на Урале залегают в самых различных структурных и вещественных условиях, не теряя своих специфических, геохимических и металлогенетических черт. Петрографический же состав всегда связан с изменением состава среды, меняющейся от зоны к зоне и зависящей от эрозионного среза. Поэтому выделение гранитоидных комплексов по принципу залегания их в тех или иных структурно-формационных зонах неправомерно. По своей природе и положению в структурах гранитоиды являются сквозными [58].

11. Секущие взаимоотношения, наблюдающиеся между отдельными разновидностями пород в пределах гранитоидных тел, могут быть следствием ряда причин, а «в случае настоящего внедрения магматический материал мог переместиться на очень небольшое расстояние и магматические очаги явно внедренных гранитных тел совсем не обязательно были «глубинными» [60, с. 14]. В хорошо обнаженных районах часто видно, как секущие взаимоотношения между породами в эндоконтакте плутона глубже переходят в фациальные.

Необходимо с осторожностью подходить к секущим соотношениям в гранитоидных телах и не возводить их в ранг бесспорного критерия фаз внедрения или полихронности плутонов.

Обычно секущие взаимоотношения пород отражают ход пульсационной кристаллизации и их следует понимать как фазы кристаллизации [108].

Для плутонов, сформировавшихся способом «магматического замещения» (формация гранитных батолитов и гранитоидов пестрого состава, по Ю. А. Кузнецову), представления о фазах внедрения вообще противоестественны.

12. Любая магматическая порода, несмотря на кажущуюся однородность, фактически характерна неравномерностью распределения в ней не только аксессуарных, но и петрогенных элементов. Поэтому распространение химического состава одного или нескольких проанализированных штурфов на всю массу породы необходимо признать методически неправильным.

13. Гранит по своему составу является наиболее легкоплавкой породой среди остальных магматических пород. Поэтому в случае развития процесса гранитизации в него будут вовлекаться прежде всего ранее сформировавшиеся гранитоидные плутоны. Это явление возрождения гранитоидов, известное под

названием эффекта Седергольма [71], представляется как неизбежное и обязательное следствие тектоно-магматической активизации складчатых и платформенных структур. Регенерация гранитных плутонов приводит к появлению на первый взгляд парадоксальных явлений. Прорывающие плутон дайки диабазов могут быть разорваны на отдельные перемещенные блоки и вновь залечены гранитом, с явным активным влиянием последнего на диабазы. Плутоны могут дать апофизы в перекрывающие их трансгрессивно осадочные породы с конгломератом из галек гранита этого же плутона и т. д. Во всех случаях в таких плутонах радиологический возраст оказывается моложе, нежели возраст, устанавливаемый по перекрытию или по конгломератам. Поскольку современный облик пород такого плутона и его состав и металлоносность обязаны процессу молодой регенерации, постольку его необходимо датировать временем регенераций.

14. Говоря о комагматах, не следует придавать излишне большое значение возрастной близости интрузивов и их излившихся аналогов. Для гранитоидов с их гетерогентностью комагматичность, очевидно, следует понимать не более как общность связи с единым горизонтом земной коры, вещество которого оказалось преобразованным в процессе гранитизации и достигло состояния подвижности или полного переплавления. Один и тот же горизонт может быть активизирован неоднократно. Поэтому его интрузивные и излившиеся продукты могут быть как близкими, так и разорванными во времени. В первом случае соотношение между ними будет отвечать понятию вулканоплутонического комплекса.

Вертикальная петрогеохимическая зональность

Объемное изучение отдельных гранитоидных плутонов и групп разновозрастных тел, составляющих единый ряд фаций глубинности, позволило установить закономерность распределения в них петрогенных и аксессуарных элементов — вертикальную петрогеохимическую зональность (ВПГЗ) [2, 3, 4, 5, 7, 8, 10, 12]. Аналогичная зональность установлена в траппах Тасеевского района, в кислых эффузивах, силлах и покровах траппов [115, 37], в основных лавах [96].

Сущность ВПГЗ, рассмотренная нами применительно к гранитоидам [12], состоит в том, что содержание одних элементов в гранитоидных телах снизу вверх увеличивается, а других — уменьшается. Первые мы называем элементами с положительным геохимическим градиентом (ЭПГ), а вторые — элементами с отрицательным геохимическим градиентом (ЭОГ). Разделение их на две группы показано на рис. 1.

Под геохимическим градиентом понимается величина изменения содержания элемента в гранитоидном массиве на 1 км

Периоды	Ряды	Группы элементов										
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	0		
I	1	↑ H									He ↑	1
II	2	↑ Li	↑ Be	↑ B	↑ C	↑ N	↑ O	↑ F			Ne ↑	2
III	3	↑ Na	↑ Mg	↑ Al	↑ Si	↑ P	↑ S	↑ Cl			Ar ↑	3
IV	4	↑ K	↑ Ca	↑ Sc	↑ Ti	↑ V	↑ Cr	↑ Mn	↑ Fe	↑ Co	↑ Ni	4
	5	↑ Cu	↑ Zn	↑ Ga	↑ Ge	↑ As	↑ Se	↑ Br			Kr ↑	5
V	6	↑ Rb	↑ Sr	↑ Y	↑ Zr	↑ Nb	↑ Mo		↑ Ru	↑ Rh	↑ Pd	
	7	↑ Ag	↑ Cd	↑ In	↑ Sn	↑ Sb	↑ Te	↑ J			Xe ↑	
VI	8	↑ Cs	↑ Ba	↑ TR	↑ Hf	↑ Ta	↑ W	↑ Re	↑ Os	↑ Ir	↑ Pt	
	9	↑ Au	↑ Hg	↑ Tl	↑ Pb	↑ Bi	↑ Po				Rn ↑	
VII	10		↑ Ra	↑ Ac	↑ Th	↑ Pa	↑ U					

Рис. 1. Классификация химических элементов по их миграционным свойствам [12].

Стрелка вверх соответствует элементам с положительным (ЭПГ), а вниз — с отрицательным (ЭОГ) геохимическим градиентом, двусторонняя стрелка — элементам с двойственной природой миграции.

1 — группа R, 2 — группа F, 3 — группа S, 4 — группа T, 5 — группа M

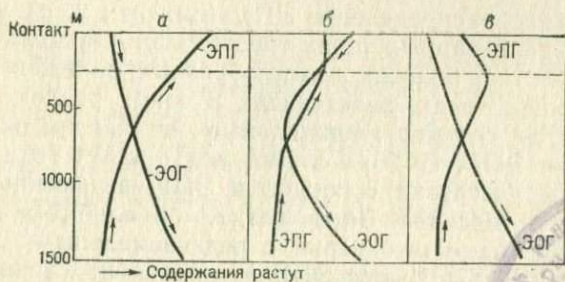


Рис. 2. Распределение ЭПГ и ЭОГ в зонах эндо- и экзоконтакта гранитоидных плутонов.

В относительно закрытой системе: а — без гибридной зоны; б — с гибридной зоной; в — с выносом ЭПГ из апикальной зоны за счет выноса летучих [12].

глубины в вертикальном направлении. Эта величина для каждого элемента имеет свое значение, и чем больше она, тем больше подвижность элемента на стадии его миграции.

Из таблицы на рис. 1 видно, что в группу ЭПГ входят элементы, накапливающиеся в гранитных пегматитах, грейзенах, гидротермальных жилах, т. е. в образованиях, богатых летучими компонентами. Логично полагать, что их распределение в гранитоидных плутонах определяется главным образом эманационной дифференциацией [53]. Высокая подвижность этих элементов в природных процессах и в опытах зонной плавки [28, 116] показывает, что они не могут войти в расплав путем ассимиляции из вмещающих пород, а привносятся гранитизирующими флюидами. Именно поэтому ЭПГ пригодны для целей корреляции гранитоидов.

Группа ЭОГ объединяет элементы, свойственные основным породам и создающие сегрегационные и ликвационные обособления, в том числе самородных и халькофильных металлов. Распределение их в плутонах обусловлено гравитационной дифференциацией. В гранитоидах эти элементы обогащают либо придонную часть плутона, либо, когда он прорывает породы, богатые фемическими элементами,— краевую и апикальную зоны. Гранитоиды этих зон становятся более основными за счет ассимиляционного обогащения железом, магнием, кальцием, натрием и другими ЭОГ.

С этой группой элементов связываются понятие и явление ассимиляционной специализации гранитоидов [1]. Следовательно, ЭОГ ассимилируются из вмещающих пород расплавом или, при формировании плутона способом магматического замещения, представляют собой реликтовую часть, унаследованную от гранитизировавшегося субстрата. Для корреляционных целей эта группа элементов непригодна. Принципиальное различие в распределении ЭОГ и ЭПГ в гранитоидных массивах в зависимости от вмещающей их среды раскрывается достаточно ярко (рис. 2) при опробовании хорошо обнаженных массивов [12].

Нормальное распределение ЭПГ (см. рис. 2, а) наблюдается во всех гранитоидных телах типа штоков, лакколлитов, гарполитов, лополитов, пологих пластообразных залежей. Однако в крутопадающих телах, залегающих в зонах разлома или смятия (открытая система), апикальные их части оказываются обедненными ЭПГ. В этом случае над такими телами наблюдаются зоны разгрузки флюидов и ЭПГ, вынесенных из апикальной части массива. Здесь создаются альбит-скаполитовые и кварц-альбитовые штокверки с редкоземельными и редкими минералами [12, 52]. Вынос ЭПГ из апикальной зоны приводит к искажению кривой содержания ЭПГ в верхней части массива (см. рис. 2, в). В результате, как и в случае гибридизма (см. рис. 2, б), геохимически полярные ЭПГ и ЭОГ создают эффект прямой корреляции. Содержание тех и других при гиб-

рилизме увеличивается, а при выносе летучих — уменьшается (рис. 3). Однако это внешнее сходство распределения не является следствием тождества их поведения в процессе миграции, поскольку ЭПГ двигались снизу вверх, а ЭОГ ассимилировались расплавом из кровли и двигались сверху вниз. Прямая корреляция в этих случаях не предопределяется геохимическим родством элементов и потому есть смысл называть ее прямой, но геохимически ложной [13].

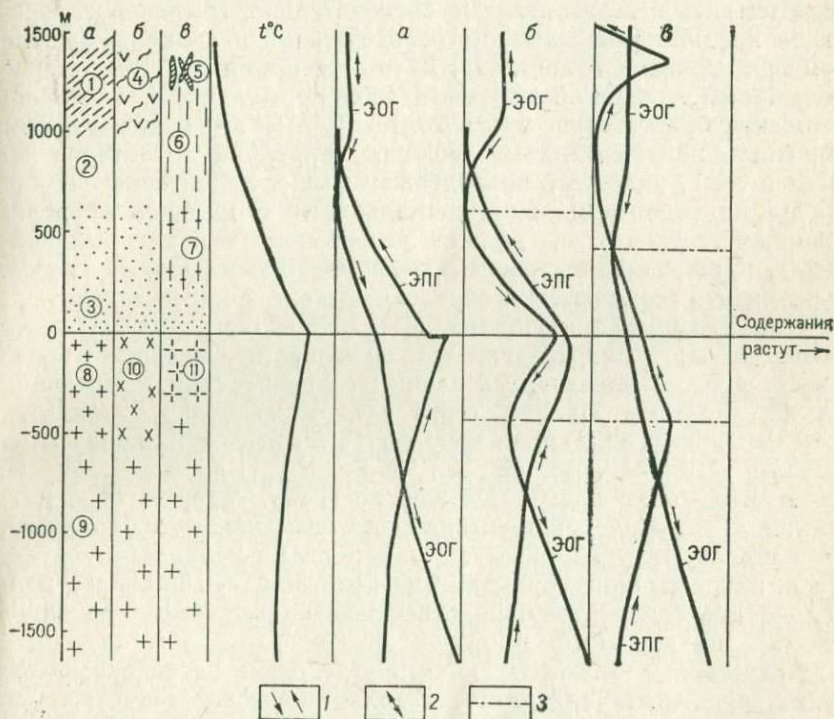


Рис. 3. Распределение ЭПГ и ЭОГ в зонах эндо- и экзоконтакта гранитоидного тела для случаев относительно закрытой системы при отсутствии гибридной зоны (а), с гибридной зоной (б) и в обстановке открытой системы зон повышенной проницаемости (в).

Цифры в кружках: 1 — алюмо-кремниевые терригенные породы (алевросланцы, песчаники); 2 — отбеленные породы; 3 — роговики; 4 — порфировиды; 5 — оруденелые штокверки; 6 — хлорит-серпичитовые сланцы; 7 — кристаллические, порфирибластические сланцы; 8 — гранит-порфиры или микрограниты; 9 — биотитовые порфириновые граниты; 10 — гибридные гранодиориты; 11 — турмалиновые микрограниты.
1 — направление миграции элементов; 2 — миграции нет; 3 — границы области прямых, но геохимически ложных корреляций между ЭПГ и ЭОГ

Если же мы проследим изменение содержаний отдельных ЭПГ, мигрирующих в одном направлении (см. рис. 3), то в случаях «а» и «б» будем иметь прямую, геохимически обусловленную корреляцию. Соотношение ЭПГ и ЭОГ в случае «а» и ниже нижнего пунктира с точкой в «б» и «в» отвечает обрат-

ной геохимически обусловленной корреляции. Между пунктирами с точкой наблюдается полоса геохимически ложных прямых корреляций ЭПГ и ЭОГ, захватывающая эндо- и экзоконтакт массивов.

Наконец, необходимо отметить, что в обстановке достаточно открытой системы, в силу различной подвижности (разного геохимического градиента) ЭПГ, могут создаваться такие условия, когда наиболее подвижный элемент, например литий, уйдет из эндоконтакта в экзоконтакт и, следовательно, график распределения покажет уменьшение его содержания в апикальной зоне при приближении к контакту. В то же время другой, менее подвижный из ЭПГ будет вести себя нормально, т. е. его содержание будет возрастать к контакту. Между ними возникает обратная, но геохимически ложная корреляция. Соотношения ЭПГ и ЭОГ, подобные приведенным выше, характерны и для продуктов гидротермальной деятельности. Занимаясь корреляционным анализом, мы должны не забывать о различных причинах, приводящих к появлению прямых или обратных связей, и различать геохимически обусловленные и ложные связи.

При рассмотрении состава ЭПГ и ЭОГ (см. рис. 1) легко заметить, что в них включаются, по существу, несколько более узких групп, отличающихся своими особенностями и имеющих разное значение. Прежде всего следует выделить элементы, окислы которых создают основу всех магматических пород, т. е. главные — петрогенные (Si, Al, Ti, Fe, Mg, Ca, Na K, P, O). Остальные, резко преобладающие по числу, содержатся в магматических породах в ничтожных количествах, т. е. являются второстепенными. Их называют элементами-примесями, редкими и, наконец, аксессуарными. Мы полагаем, что наиболее правильно последнее название, отвечающее русскому — дополнительный, придаточный.

Аксессуарные элементы включают в себя несколько более узких групп, имеющих разное металлогеническое значение. Поэтому с целью получения дополнительной геохимической информации при сравнении гранитоидных тел целесообразно оперировать группами элементов, суммарное содержание которых в породах можно называть геохимическим коэффициентом (см. рис. 1):

- 1) коэффициент T — сумма рассеянных петрогенных элементов;
- 2) коэффициент F — элементы группы железа;
- 3) коэффициент R — сумма редких земель, редких щелочей и редких элементов;
- 4) коэффициент M — сумма редких металлов;
- 5) коэффициент S — сумма халькофильных элементов.

Соотношение содержаний перечисленных групп элементов в породе в концентрированной форме вскрывает геохимические особенности и характеризует ряд других важных черт гранито-

идных массивов. В частности, поскольку группа R объединяет большинство ЭПГ, а группы F+T — ЭОГ, отношение R/F или R/(F+T) можно использовать для предварительного определения разницы в глубине эрозионных срезов одинаковых по возрасту и близких по составу гранитоидных тел, а также для различия их по степени гибридности при переходе из одной структурно-формационной зоны в другую.

Принципиальные различия поведения ЭПГ и ЭОГ в докристаллизационный этап развития плутонов предопределяют различие в распределении их и в продуктах кристаллизации. В свою очередь, это обуславливает изменение ряда физических свойств пород, в частности, их радиоактивности, магнитности, плотности. Это позволяет успешно применять данные геофизических наблюдений для решения геологических задач, связанных с изучением гранитоидов.

Фашии глубинности и глубина эрозионных срезов

Глубина формирования является важнейшим фактором, определяющим механизм образования и потенциальную рудоносность гранитоидных плутонов.

Вместе с тем сейчас нет разработанных количественных критериев оценки глубины формирования гранитоидов. Существующие понятия о субвулканических, гипабиссальных, мезоабиссальных, абиссальных и ультраабиссальных условиях формирования дают лишь относительные представления о глубинах становления плутонов. В части же оценки глубины становления каждой фации единого мнения нет. Соображения, высказывающиеся в этом плане, характерны либо значительными расхождениями, либо ограничиваются описательной стороной и детализацией известных положений М. А. Усова [104]. Таковы, в частности, работы Ю. А. Кузнецова [57, 62], Н. Д. Соболева [101], В. К. Монича [77]. Размерность глубин формирования гранитоидных пород дается в работе Д. И. Горжевского и В. Н. Козеренко [38]. По их данным, акроабиссальные гранитоидные породы формируются на глубине 0,5—1 км от поверхности, гипабиссальные — 1—2, мезоабиссальные — 2—6, абиссальные — 6—8, ультраабиссальные — 8—10 км. При этом авторы оговариваются, что предлагаемая схема оценки глубин является сугубо ориентировочной. Имеются и иные оценки глубин тех же фаций. В частности, существенно углубляется весь фациальный ряд Л. В. Таусоном. Однако объективных критериев количественной оценки глубин формирования в указанных работах не приводится.

В этих условиях уместно напомнить высказывания М. А. Усова о том, что «можно надеяться, что когда-нибудь удастся найти критерии для распознавания интрузивов целого ряда горизонтов литосферы, но пока в нашем распоряжении

нет метода, при помощи которого можно подойти к решению такой задачи» [104, с. 68].

Нами предпринята первая попытка решения этой важной задачи на базе вертикальной петрохимической зональности гранитоидных плутонов. Рассмотренные выше закономерности распределения петрогенных и аксессуарных элементов в гранитоидных плутонах при группировке их по разным фациям глубинности позволяют заметить направленное их изменение при переходе от одной фации к другой.

Петрогенные элементы. Закономерности распределения петрогенных элементов в гранитоидных телах, составляющих ряд фаций глубинности, установлены на базе результатов 492 химических анализов по 43 гранитоидным массивам Горного Алтая. Горный Алтай был выбран потому, что здесь в условиях отличной обнаженности можно наблюдать вертикальные разрезы гранитоидов протяженностью до 1,5—2 км. Для каждой группы тел с помощью ЭВМ были подсчитаны средневзвешенные содержания, дисперсии, коэффициенты вариации, оценки эксцесса и асимметрии [12]. Рассмотрены, кроме того, два массива, отнесенных к апоэффузивным гранитам [68] и представляющих собой продукт собирательной перекристаллизации кислых среднедевонских эффузивов над куполом слепого гипабиссального гранитного штока позднегерцинского возраста. По их положению они как бы надстраивают сверху гипабиссальную фацию гранитоидов.

В группу гипабиссальных тел вошло 7 небольших гранитных штоков с площадью 50—80 км² каждый (103 пробы). Группа мезоабиссальных объединяет 18 массивов батолитовой размерности (162 пробы), а к абиссальным отнесено 16 акмолитов (214 проб).

Сопоставление средневзвешенных содержаний и дисперсий петрогенных окислов в ряду фаций глубинности (рис. 4) показывает отчетливо выраженную направленность изменения химизма пород и упорядоченность распределения в них каждого окисла. В качестве шкалы глубин взяты средние значения фации глубинности по Д. И. Горжевскому и В. Н. Козеренко [36], а глубина формирования апоэффузивных гранитов принята условно в 1 км, поскольку мы полагаем возможным их образование и на меньших глубинах (до 0,5 км). Толстой линией показано изменение содержаний, а тонкой, расположенной над ней, — дисперсии, с указанием значения последней в каждой фациальной группе, в разном для каждого окисла масштабе. Поле между ними для наглядности заштриховано под углом для ЭПГ и вертикально для ЭОГ.

Характер кривых содержаний оказался различным для ЭПГ и ЭОГ. При этом в первую группу вошли только кремнезем и окись калия, т. е. главные элементы гранитизации, тогда как окись натрия достаточно четко показала геохимическое родство

с остальными ЭОГ. Это имеет большое значение при рассмотрении ряда процессов, в которых участвуют щелочи. Содержание кремнезема и окиси калия увеличивается от глубинных к гипабиссальным и апоэффузивным гранитам, причем наиболее резко от мезоабиссальных к гипабиссальным и апоэффузивным.

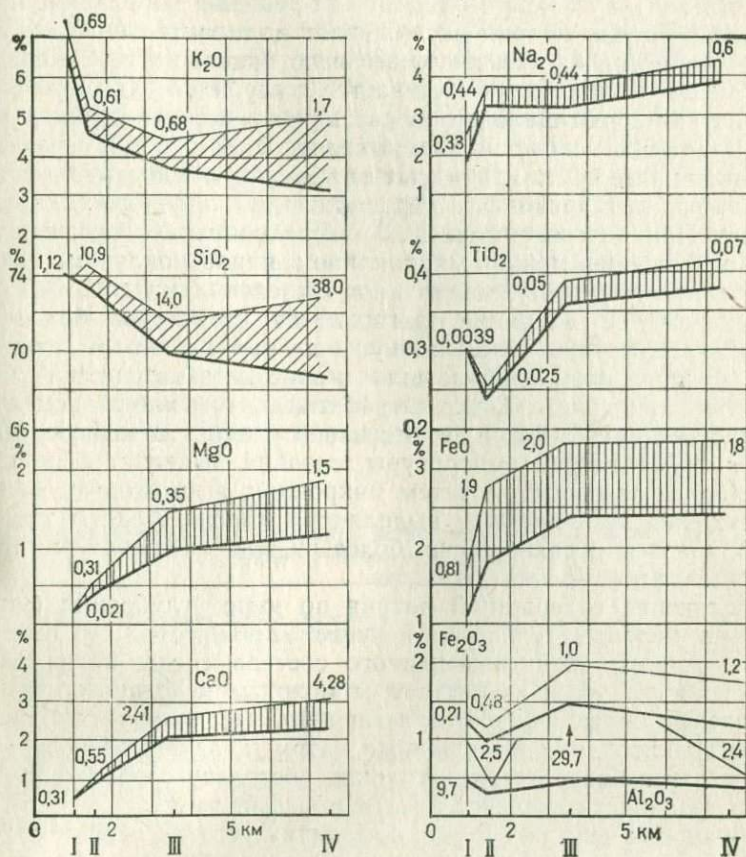


Рис. 4. Средневзвешенные содержания и дисперсии петрогенных окислов в гранитоидах разной фации глубинности позднегерцинского комплекса Алтая [12].

I — апоэффузивная (2 массива, 13 проб); II — гипабиссальная (7 массивов, 103 пробы); III — мезоабиссальная (18 массивов, 162 пробы); IV — абиссальная (16 массивов, 214 проб)

Количество окислов магния, кальция, двухвалентного железа, титана и натрия возрастает в обратном направлении столь же резко от апоэффузивных и гипабиссальных к мезоабиссальным и незначительно — от последних к абиссальным. Кривая содержаний кремнезема представляет собой почти точное зеркальное отражение кривой магния. Обращает на себя внимание увеличение содержаний титана, трехвалентного железа и алюминия

в апоэффузивных гранитах. Очевидно, это объясняется унаследованностью состава апоэффузивных гранитов от состава материнских эффузивов и туфов, в которых наблюдаются разности, обогащенные железом. Поведение трехвалентного железа и алюминия в ряду фаций глубинности оказалось незакономерным, что делает их непригодными для решения корреляционных задач. Поведение натрия заслуживает дополнительного обсуждения. Несмотря на известную высокую подвижность его соединений, содержание его увеличивается с глубиной. Как известно, роль натрия среди щелочей возрастает в основных породах и в этом плане его поведение закономерно. Вместе с тем известно, что апикальные части гранитных тел зачастую испытывают альбитизацию, что приводит к превышению его содержания над калием. При петрографических исследованиях вскрываются взаимоотношения между микроклином и плагиоклазом, также свидетельствующие о двойственном поведении натрия. Обычно выявляются две генерации плагиоклазов, из которых более основной предшествует микроклину, а кислый развивается позже него, создавая каемки обрастания и вроски в микроклине. Это позволяет предполагать, что в гранитоидах мы наблюдаем итог как прогрессивной, так и регрессивной стадии. В первую, идущую с нарастанием температуры, сначала выделяется плагиоклаз (более основной), а затем микроклин, а во вторую, по мере снижения температуры, выделяются порфиробласты микроклина, а затем в режиме еще более низкой температуры они обрастают кислым плагиоклазом.

Увеличение содержаний натрия по мере углубления фации является, вероятно, следствием унаследованности его от субстрата. Анализ средневзвешенного состава среды показывает, что основность толщ возрастает от молодых к древним, стратиграфически более глубоко залегающим. Поскольку глубинные фации гранитоидов, обогащенные натрием, залегают и стратиграфически в более древних толщах, постольку соображение об унаследованности является вполне правомерным.

Обращаясь еще раз к рис. 4, заметим, что дисперсии содержаний во всех случаях уменьшаются от глубинных фаций к близповерхностным. Следовательно, в этом направлении выявляется стремление к гомогенизации продуктов гранитообразования.

Если вспомнить, что гранитоиды абиссальной зоны представляют собой мигматиты, артериты, гранитогнейсы, в которых наблюдается разделение вещества на мелано- и лейконому [71], мезоабиссальные плутоны формируются способом замещения на месте с характерными структурами просвечивания [59, 98, 45, 46, 87], а гипабиссальные тела имеют не более лейкократовый состав, зону закалки и черты истинных тел внедрения, проходивших стадию расплава, то становится очевидным, что дисперсия содержаний является показателем степени завершенности

сти процесса гранитообразования. Для гранитов гипабиссальной фации штоков внедрения дисперсия минимальна.

Из рис. 4 также вытекает возможность вычисления градиента изменений содержаний петрогенных окислов при переходе из одной фации глубинности в другую. Например, содержание окиси кальция от мезоабиссальной фации (II) к гипабиссальной (III) уменьшается от 2,16 до 0,97% на расстоянии 2 км (табл. 2). Отсюда градиент окиси кальция для этого интервала глубин (2,16—0,97):2 ≈ 0,60%/км. Для интервала в 4 км между мезоабиссальной и абиссальной (I) фациями градиент этого же окисла (2,30—2,16):4 ≈ 0,04%/км. В обоих случаях градиент будет отрицательным, поскольку содержание элемента возрастает с глубиной. Положительный градиент кремнезема для тех же интервалов равен 1,85 и 0,25 %/км соответственно.

При сравнении градиентов этих двух окислов, выраженных в процентах на километр, мы не принимаем во внимание абсолютных величин их содержаний в породе, а это весьма существенно. В самом деле, изменение содержаний кремнезема на 1,0% при переходе от абиссальной (68,8%) к мезоабиссальной (69,8%) фации составляет всего 0,36% прироста от 68,8% на 1 км глубины, тогда как увеличение содержания извести в этом

Таблица 2

Средние содержания и градиенты петрогенных окислов гранитоидов разных фаций глубинности (Горный Алтай)

Окислы	Выборочные средние содержания в % по массе, по фациям глубинности			Градиенты ВПГЗ, абс. %/км		Градиенты геохимической подвижности, отн. %/км	
	I (214)	II (162)	III (103)	между I и II	между II и III	между I и II	между II и III
SiO ₂	68,80	69,8	73,5	+0,25	+1,85	+1,36	+2,6
TiO ₂	0,375	0,36	0,24	-0,003	-0,06	-1,1	-25,0
Al ₂ O ₃	13,50	14,2	12,5	+0,175	-0,85	} Для корреляции непригодны	
Fe ₂ O ₃	1,20	1,50	0,98	+0,07	-0,26		
FeO	2,47	2,39	1,80	-0,02	-0,30		
MgO	1,18	0,98	0,40	-0,95	-0,29		
CaO	2,30	2,16	0,97	-0,035	-0,595		
Na ₂ O	3,80	3,20	3,20	-0,15	0,00	-4,7	0,0
K ₂ O	3,20	3,60	4,50	+0,10	+0,45	+3,1	+12,5
P ₂ O ₅	0,33	0,27	0,09	-0,011	-0,09	-5,9	-100,0

Примечания: 1) в скобках число анализов; 2) примеры характерных массивов: абиссальные — Абаканский, Каракудорский, Ильдугемский, Кубадринский, Каракемский, Шапшалский, Чейбаккольский и др.; мезоабиссальные — Талицкий, Белокурихинский, Березовский, Ак-Алахинский, Кадринский, Белоубинский; гипабиссальные — Калгутинский, Таштузский, Синошинский, Кувацкий, Шебалинский и др. Полный перечень см. в [12, с. 143].

же интервале всего на 0,14% составляет 1,6% от содержания извести в мезоабиссальной фации (2,16%) на 1 км.

Отсюда ясно, что градиенты, вычисленные без учета размерности содержаний элементов или окислов, не вскрывают геохимическую их подвижность. Мы называем их **градиентами вертикальной петрогеохимической зональности (ВПГЗ)**.

Для отражения геохимической подвижности окисла (или элемента) целесообразно ввести понятие **градиента геохимической подвижности** как показателя уменьшения или увеличения содержания окисла (элемента) в % на 1 км глубины относительно минимального его содержания в породе в пределах рассматриваемого интервала глубин.

Из табл. 2 видно, сколь существенно различие между этими градиентами. Например, по первому градиенту кажется, что максимальной подвижностью обладает кремнезем, тогда как по второму он много уступает окиси калия.

По величине и знаку (+, —) градиента геохимической подвижности окислы дают следующие ряды:

- а) для + (ЭПГ) K_2O , SiO_2 ;
- б) для — (ЭОГ) P_2O_5 , MgO , CaO , FeO , TiO_2 , Na_2O ;
- в) с переменным значением градиента (геохимически неустойчивые) Al_2O_3 , Fe_2O_3 .

Акцессорные элементы. Аналогичные приведенным выше подсчеты содержаний и дисперсий были проведены по тем же массивам для акцессорных элементов (рис. 5). Проверка гипотезы о равенстве дисперсий осуществлялась при помощи критерия Фишера. Сравнение средних содержаний проводилось по формулам, предложенным в [92].

Из графиков (см. рис. 5) видно, что по изменению содержания акцессорные элементы отчетливо разбиваются на три группы.

1 группа — элементы, содержания которых увеличиваются от близповерхностных к глубинным фациям гранитоидов, т. е. ЭОГ. К таким относятся стронций, барий, галлий, никель, кобальт, ванадий, хром, скандий, цирконий. 2 группа — элементы, содержания которых увеличиваются от глубинных фаций к близповерхностным, т. е. ЭПГ — рубидий, ниобий, лантан, иттрий, иттербий, бериллий, молибден, торий, уран, цезий, олово, свинец, литий. При этом четыре последних, как видно по их графикам, формально могли быть отнесены к 3 группе — элементов с неопределенной тенденцией. Однако это не совсем так. В силу высокой подвижности их соединений они уходят из апикальных зон гипабиссальных массивов в их экзоконтактные роговики. Понятно, что если такие массивы слабо эродированы, то в них будет отмечаться понижение содержаний олова, свинца, цезия и особенно лития. Только в обстановке, когда гипабиссальное тело будет формироваться под хорошим экраном, содержание этих элементов будет выше, чем в мезоабиссальных

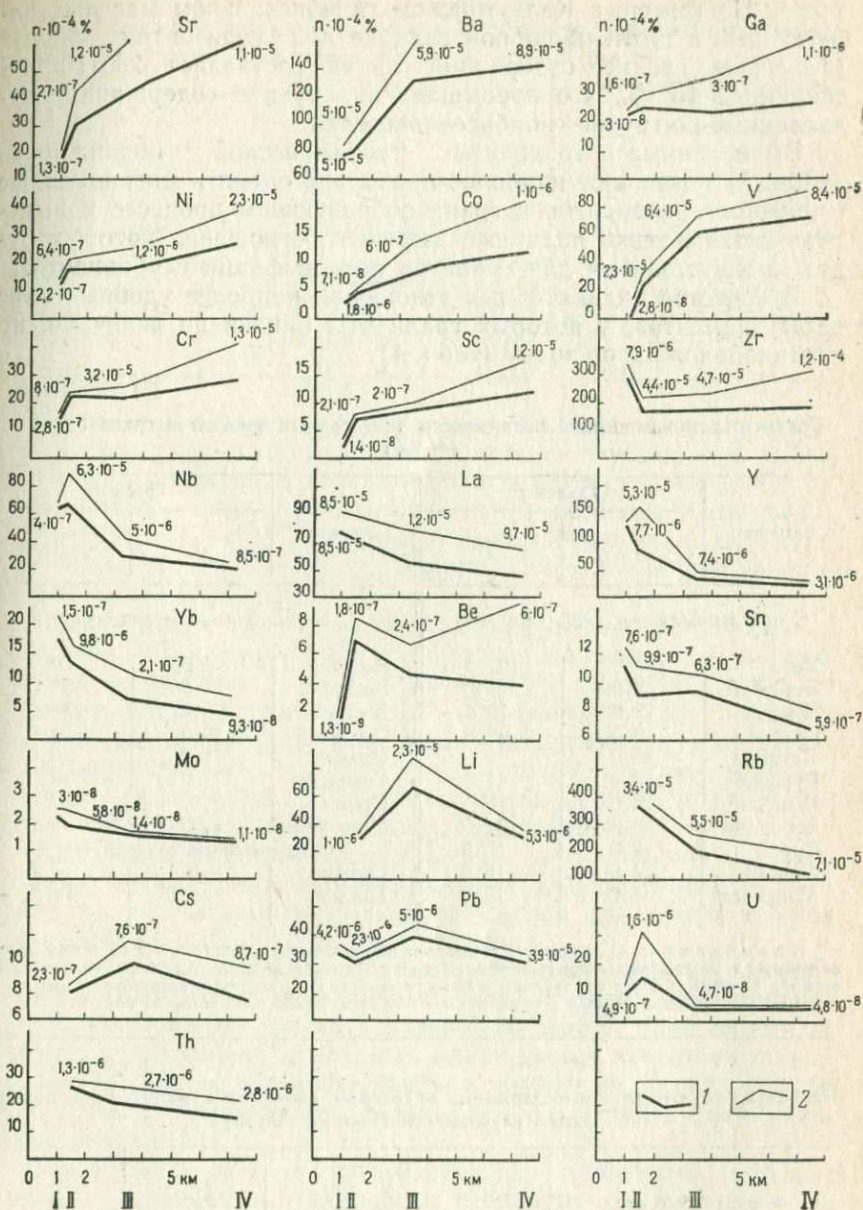


Рис. 5. Максимально правдоподобные оценки средних содержаний в $n \times 10^{-4}$, % (1) и дисперсии (2) аксессуарных элементов в гранитоидах различной фации глубинности [12].

I — апоэффузивная (20 проб); II — гипабиссальная (61 проба); III — мезоабиссальная (115 проб); IV — абиссальная (57 проб)

телах. Например, в Калгутинском гипабиссальном массиве, залегающем в антиклинальной складке под горизонтом кислых эффузивов, среднее содержание лития составляет $260 \cdot 10^{-4}$, а свинца $43 \cdot 10^{-4}\%$, что превышает их средние содержания, вычисленные по группе гипабиссальных тел.

Вычисленные градиенты геохимической подвижности (табл. 3) позволяют наиболее правильно оценить миграционные способности элементов в гранитообразующем процессе и выделить геохимически полярные элементы, отношения которых будут индикаторными для гранитов разной фации глубинности.

В качестве индикаторных отношений наиболее удобны такие пары элементов, у которых градиенты близки по величине, но противоположны по знаку (табл. 4).

Таблица 3

Градиенты геохимической подвижности аксессуарных элементов гранитоидов (%/км)

Элемент	Градиент		Элемент	Градиент	
	I	II		I	II
<i>С положительным градиентом</i>			<i>С отрицательным градиентом</i>		
Уран	7,0	192,0	Ванадий	4,0	74,0
Иттербий	7,0	71,0	Кобальт	11,0	36,0
Ниобий	12,0	70,0	Барий	0,17	30,0
Иттрий	6,0	69,0	Стронций	12,2	21,0
Литий	32,0	—	Никель	15,0	+3,0
Рубидий	15,0	41,0	Скандий	7,0	14,0
Цезий	12,0	—	Хром	8,0	+2,0
Бериллий	5,0	31,0	Цирконий	1,0	2,0
Торий	8,0	16,0	<i>С переменным градиентом</i>		
Лантан	4,0	16,0	Свинец	+0,1	-1,5
Молибден	4,0	13,0	Галлий	-3,0	+5,0

Примечания: 1) градиент I показывает изменение содержаний элементов между абиссальными и мезоабиссальными гранитами, градиент II — между мезо- и гипабиссальными гранитами; 2) здесь и далее все таблицы и расчеты аксессуарных элементов основываются на гранитных массивах, указанных в примечании к табл. 2, на числе проб согласно рис. 5.

Таблица 4

Индикаторные отношения содержаний некоторых элементов в гранитоидах разной фации глубинности (Горный Алтай)

Фация глубинности	$\frac{Nb}{V}$	$\frac{Be}{Ba}$	$\frac{La}{Sc}$	$\frac{Be}{Co}$
Абиссальная	0,3	0,03	3,8	0,4
Мезоабиссальная	0,4	0,04	6,0	0,6
Гипабиссальная	2,7	0,1	10,0	1,6

Изменение геохимических коэффициентов в ряду фаций глубинности гранитоидов

Фация глубинности	В 10^{-4} %			Символ	Значение коэффициента в % от суммы F + T + R			
	F	T	R		F	T	R	$\frac{R}{F+T}$
Апоэффузивная	25	115	461	FTR	3	19	78	3,5
Гипабиссальная	69	135	440	FTR	11	21	68	2,0
Мезоабиссальная	108	194	268	FTR	18	30	52	1,1
Абиссальная	138	216	190	FRT	26	40	34	0,5

Столь же отчетливо вертикальная зональность распределения аксессуарных элементов в ряду фаций глубинности выступает при рассмотрении геохимических коэффициентов (табл. 5).

Величины этих коэффициентов и особенно отношения $\frac{R}{F+T}$ к $\frac{R}{F+T}$ в относительных процентах являются, как видим, достаточно хорошим критерием отличия гранитоидов разной фации глубинности.

Итак, в гранитоидах, составляющих ряд фаций глубинности, отчетливо прослеживается закономерное направленное изменение как петрогенных, так и аксессуарных элементов, согласно вертикальной петрогеохимической зональности. Это явление наблюдается в чистом виде в гранитоидах районов, сложенных алюмо-кремниевыми толщами, и в несколько осложненном — в районах магнезиально-железистого профиля, где проявляется гибридность краевых зон на уровне становления плутонов.

Если мы понимаем под комплексом ассоциацию разновозрастных и близких по составу плутонов разной фации глубинности, то отмеченный признак фациального положения должен быть введен в содержание самого понятия.

Поэтому под комплексом понимается естественное сообщество разновозрастных интрузивных пород и пород интрузивного облика близких по составу, разных по фации глубинности и способу образования, в которых наблюдается закономерное направленное изменение содержаний и дисперсий петрогенных и аксессуарных элементов при переходе от одной фации глубинности к другой.

В комплекс включаются контактово-измененные породы, жильные дериваты и генетически связанные с плутонами месторождения полезных ископаемых. При этом характер изменения вмещающих пород связан с глубиной и способом формирования гранитоидных плутонов [59, 91, 62].

Чрезвычайно интересной и весьма важной является еще одна выявленная закономерность — согласная направленность

роста содержаний рудных элементов из группы ЭПГ в гранитоидах и частоты встречаемости генетически связанных с ними промышленных месторождений этих же элементов от абиссальных плутонов к гипабиссальным интрузивным штокам.

Это является подтверждением давно высказанных соображений о том, что рудогенез есть часть петрогенеза.

Заканчивая рассмотрение раздела о фациях глубинности, следует подчеркнуть, что при сопоставлениях отдельных гранитоидных массивов с целью их корреляции и объединения в комплексы необходимо сопоставлять и сравнивать не отдельные одноименные разновидности, а массивы в целом. Предметами сравнения должны быть: средневзвешенный химический состав массивов, процентное соотношение разновидностей, средневзвешенные содержания и дисперсии акцессорных элементов, средневзвешенный состав акцессорных минералов, морфология массивов и средневзвешенный состав вмещающей их среды. Тем самым метод будет приведен в соответствие с уровнем организации системы. По этим же параметрам может быть выделен петротип комплекса.

Как мы отмечали выше, закономерности распределения химических элементов в отдельных телах и в группе тел, составляющих ряд фаций глубинности, предопределяют изменение их физических свойств, что позволяет использовать физические методы исследования для решения ряда важных корреляционных и морфологических задач.

Закономерное распределение радиоактивных элементов в плутонах позволяет с успехом использовать радиометр и карту аэрогаммасъемки для выделения фашиально близких тел и установления их формы залегания.

Закономерность в распределении железа также открывает возможность использования для тех же целей данных магнитометрических и гравиметрических съемок.

Петрогенные и акцессорные элементы, подчиняясь вертикальной петрогеохимической зональности, как меченые атомы воссоздают внутреннее строение и форму залегания массивов, создавая предпосылку успешного использования этого удивительного явления для решения самых разнообразных задач магматической геологии.

Акцессорные минералы. Проблема акцессорных минералов многогранна и ей посвящена обширная литература, систематизированная в известных монографиях В. В. Ляховича [67]. Нас в этой проблеме интересует лишь тот ее аспект, который способствует решению поставленных вопросов корреляций, морфологии, фаций глубинности, глубин эрозионных срезов и металлоносности гранитоидных плутонов.

Как пороодообразующие минералы причинно связаны с составом, количеством и закономерностью распределения петрогенных элементов, создавшихся на прогрессивной стадии грани-

тообразующего процесса, так и акцессорные минералы отражают те же стороны акцессорных элементов, проявившиеся на фоне результатов петрогенного процесса.

Распределение акцессорных минералов в отдельных гранитоидных телах и в фациальном ряду тел в целом также подчинено вертикальной зональности [3, 4, 12]. Однако следует подчеркнуть, что для целей корреляции акцессорные минералы менее пригодны, нежели акцессорные элементы, в силу своей неустойчивости. Приведем некоторые примеры, иллюстрирующие этот тезис.

При наличии титана в расплаве или гранитизирующих флюидах, в случае недостатка извести во вмещающей среде, титан связывается с железом и создает ильменит. При достаточном количестве извести титан связывается с более энергичным элементом — кальцием и образует сфен. В разрезе одного тела в нем с глубиной возрастает содержание извести и в связи с этим ильменит, характерный для верхних горизонтов массива, постепенно заменяется сфеном в более глубоких его частях.

Редкоземельные элементы в случае избытка кальция входят в апатит, а при недостатке связывают свою судьбу с титаном и железом в титано-тантало-ниобатах. В верхних горизонтах гранитных тел преобладает вторая, а в нижних горизонтах — первая минеральная форма редкоземельных элементов.

Так же закономерно в радиальном направлении меняется состав элементов-примесей как в акцессорных, так и в петрогенных минералах [5]. Любой акцессорный минерал апикальной зоны массива, в которой не наблюдается проявление гибридности, всегда обогащен ЭПГ и беден ЭОГ. По мере углубления в массив доля ЭПГ падает, а ЭОГ — возрастает. Это явление еще раз подтверждает, что распределение как петрогенных, так и акцессорных элементов в плутоне происходит на прогрессивной стадии развития, до окончания его кристаллизации. Последняя лишь фиксирует свершившееся распределение. Из этого становится ясным, что наличие или отсутствие, а также количество элементов-примесей в каком-либо минерале, будь то петрогенный или акцессорный, объясняется не столько изоморфной емкостью минерала, сколько положением его в той или иной зоне массива, предопределяющим степень концентрации и состав акцессорных элементов.

Изменчивость состава акцессорных минералов в вертикальном направлении в гранитоидных массивах затрудняет использование их в корреляционных целях. Только изменение глубины эрозионного среза в одном из двух одинаковых соседних массивов может привести к тому, что один будет отнесен, скажем, к ильменит-монацитовому, а другой — к сфен-апатитовому типу и на этом основании они будут пониматься как разные. Вместе с тем это различие будет определяться только глубиной эрозии, т. е. фактором, не имеющим никакого отношения к геологии

массива. К сожалению, мы должны отметить, что сочетание вертикальной зональности в гранитоидных телах и рудных жилах с меняющейся глубиной их эрозионного среза до сих пор представляет благодатную почву не только для расчленения плутонов, но и для выделения бесчисленного количества рудных формаций.

Использование аксессуарных минералов для корреляционных и металлогенических целей сопряжено с необходимостью знания и учета многих факторов. Кроме того, известные трудности извлечения и концентрирования аксессуарных минералов из гранитоидов ограничивают их широкое использование.

Успехи спектрального анализа и его экономичность позволяют заменить дорогостоящий метод изучения аксессуарных минералов на геохимические исследования, тем самым приближая нас к познанию причины явления, а не следствий из нее.

Исследования аксессуарных минералов вместе с тем трудно переоценить при детальных работах в пределах отдельных гранитоидных плутонов, когда приходится решать задачи дробного расчленения его разновидностей, в том числе связанных с наложением различных процессов, меняющих первоначальный состав и облик пород.

Критерии родства и различия гранитоидных плутонов

Несмотря на гетерогенность гранитоидов и конвергенцию признаков, все же имеется достаточное количество объективных критериев, позволяющих объединить даже внешне различающиеся плутоны и разделить другие, казалось бы, совершенно одинаковые.

Эти критерии вытекают из самого хода развития Земли и эндогенных процессов в ее коре.

Для гранитоидов как продукта преобразования субстрата верхних горизонтов земной коры представляется возможным наметить следующие важнейшие признаки, направленно изменяющиеся во времени.

1. Вне зависимости от истории и характера развития отдельных сегментов земной коры (не рассматривая платформы и щиты) в каждом из них гранитоиды закономерно изменяют свой химический состав, состав аксессуарных элементов и рудность. От древних к молодым увеличиваются их кислотность и содержание калия, возрастает радиоактивность, с увеличением в ней доли урана и уменьшением тория. Увеличивается содержание и расширяется спектр редких и редкоземельных аксессуарных элементов. Меняется ведущий промышленный тип оруденения.

В этом мы видим подтверждение направленности и необратимости развития магматизма во времени. Подтверждающие и развивающие это положение данные приведены в работе [89].

2. В сегментах коры, различающихся по истории развития и составу слагающих их осадочно-вулканогенных пород, синхронно развивающиеся процессы гранитизации завершаются обычно петрохимически несколько различными гранитоидами, сохраняющими вместе с тем геохимическое родство по составу акцессорных элементов и рудоносности.

В этом, как мы полагаем, проявляется сочетание унаследованности гранитоидами состава меняющейся в пространстве среды и единства состава глубинных гранитизирующих флюидов и выносящихся с ними подвижных элементов, эволюционирующих во времени.

В качестве примера, подтверждающего справедливость первого пункта, можно привести сопоставление химических составов разновозрастных гранитоидов (табл. 6) из Алтае-Саянской складчатой области [14]. Нетрудно заметить направленность изменения содержаний почти всех петрогенных окислов, а для окисей титана, трехвалентного железа и кальция также и среднеквадратичного отклонения. К подобным выводам приходит В. А. Дворкин-Самарский [39] для гранитоидов Бурятии.

Изменение средних содержаний акцессорных элементов в разновозрастных комплексах иллюстрируется данными табл. 7, из которых следует, что гранитоиды кембрийского Садринского комплекса обогащены элементами группы железа и стронцием. Различие близких по возрасту Змеиногорского и Калбинского комплексов состоит в уменьшении содержаний элементов группы железа и существенном увеличении халькофильных и редких в более молодом комплексе. Существенно различие этих комплексов по радиоактивности и содержанию урана. Этот пример показывает, что акцессорные элементы могут успешно использоваться для корреляции и расчленения разновозрастных гранитоидов. Разновозрастные комплексы отличаются качественно — составом элементов, тогда как разновозрастные тела, в зависимости от глубины их вскрытия, отличаются по содержанию одних и тех же элементов.

Пример различия разновозрастных гранитоидов по их радиоактивности от раннепалеозойских к мезозойским приводится в упомянутых «Методических указаниях» [72] со ссылкой на данные В. Д. Огородникова.

3. Полифациальная природа гранитоидных комплексов предопределяет объединение в них пород, образовавшихся на разной глубине единой магматической колонны и, стало быть, разных по механизму формирования. Это значит, что комплекс являет собой единый ряд гетерогенных пород, в котором каждый тип горной породы, отличающаяся от другого типа, связан с последним единством формирующего их процесса, последовательно создающего каждую из горных пород.

Единство в таком ряду пород проявляется в направленном изменении средневзвешенных содержаний и дисперсии петроген-

Выборочные средние химические составы (числитель) и среднеквадратичные отклонения (знаменатель) разновозрастных гранитоидов Алтае-Саянской складчатой области (% по массе)

Окислы	Комплексы			
	Садринский (Горная Шория) Ст ₁₋₂	Таннуолевский (Тува) Ст ₂₋₃	Бренский (Тува) D ₃ — C ₁	Тоштузекский (Алтай—Тува) P ₁
SiO ₂	<u>67,12</u> 4,84	<u>70,45</u> 3,89	<u>72,50</u> 1,86	<u>73,50</u> 10,90
TiO ₂	<u>0,39</u> 0,19	<u>0,35</u> 0,17	<u>0,23</u> 0,13	<u>0,24</u> 0,03
Al ₂ O ₃	<u>15,69</u> 1,29	<u>13,90</u> 1,35	<u>13,27</u> 1,09	<u>13,20</u> 2,60
Fe ₂ O ₃	<u>2,37</u> 1,68	<u>1,74</u> 0,94	<u>1,19</u> 0,92	<u>0,98</u> 0,48
FeO	<u>1,37</u> 1,00	<u>2,04</u> 0,87	<u>1,97</u> 0,89	<u>1,81</u> 1,90
MnO	<u>0,05</u> 0,05	<u>0,06</u> 0,03	<u>0,04</u> 0,03	<u>0,37</u> 0,31
MgO	<u>1,19</u> 0,73	<u>0,87</u> 0,62	<u>0,40</u> 0,35	<u>0,90</u> 0,55
CaO	<u>2,96</u> 1,25	<u>2,60</u> 1,15	<u>1,16</u> 0,54	<u>3,25</u> 0,44
Na ₂ O	<u>4,80</u> 0,95	<u>3,63</u> 0,92	<u>3,86</u> 0,57	<u>4,50</u> 0,61
K ₂ O	<u>2,44</u> 1,11	<u>3,04</u> 1,65	<u>4,05</u> 0,57	<u>4,53</u> 0,10
H ₂ O	<u>0,11</u> 0,17	<u>0,13</u> 0,19	<u>0,09</u> 0,09	<u>0,13</u> 0,10
P ₂ O ₅	<u>0,14</u> 0,20	<u>1,10</u> 0,09	<u>0,05</u> 0,07	—
Число анализов	29	57	52	103

ных аксессуарных элементов при переходе от приповерхностных членов ряда ко все более и более глубинным. Эта направленность является важнейшим корреляционным признаком объединения разноглубинных плутонов в единый комплекс.

Выборочные средние содержания аксессуарных элементов в разновозрастных гранитоидах в % по массе [5]

Элемент	Садринский (Є1-2) 58 проб	Зменно- горский (С ₃ -P ₁) 89 проб	Калбинский (P ₁) 149 проб	Элемент	Садринский (Є1-2) 58 проб	Зменно- горский (С ₃ -P ₁) 89 проб	Калбин- ский (P ₁) 149 проб
Стронций	0,022	0,006	0,008	Свинец	0,001	0,003	0,004
Барий	0,014	0,018	0,022	Олово	0,0004	0,0002	0,002
Галлий	0,002	0,005	0,004	Бериллий	—	—	0,0006
Ванадий	0,007	0,005	0,003	Иттрий	—	0,002	0,006
Никель	0,002	0,0013	0,001	Иттербий	—	0,0003	0,001
Кобальт	0,001	0,001	0,0005	Лантан	—	0,0008	0,002
Хром	0,005	0,001	0,003	Ниобий	—	0,0030	0,005
Цинк	0,003	0,007	0,008	Уран	0,0001	0,0003	0,0006

При этом необходимо учитывать, что наиболее глубокие плутоны всегда будут располагаться в ядрах глубоко эродированных антиклинорий или горст-антиклиналей, в окружении наиболее древних пород стратиграфического разреза. По мере удаления от замка антиклиналя в сторону его крыльев фациальный облик пород плутона меняется вначале на мезо-, а затем — гипабиссальный. В этом же направлении происходит смена вмещающих пород на все более молодые.

На этих общеизвестных фактах мы останавливаемся потому, что, наблюдая отмеченную закономерную смену фаций глубинности гранитоидов при съемке, геологи нередко рассматривают их как разновозрастные. При этом глубокие относятся к более древним, а гипабиссальные — к молодым.

Следует также обратить особое внимание на необходимость проведения сравнительного петрогеохимического анализа галек гранитоидов из конгломератов, по которым определяется верхняя возрастная граница какого-либо плутона, и гранитоидов, слагающих подобный плутон. Необходимость подобного анализа вызвана тем, что гранитоиды из конгломератов, отождествляемые с гранитоидами указанных плутонов, нередко не имеют с ними ничего общего [80, 68].

4. Одновозрастность является главнейшим условием отнесения плутонов к одному комплексу. Поскольку возраст плутонов далеко не всегда может быть установлен на основе использования данных стратиграфических методов, постольку особое значение приобретают методы изотопной геохронологии. Правильный отбор радиологических проб и умение интерпретировать результаты анализа создают надежную основу для расчленения гранитоидов на комплексы. Однако в настоящее время радиологические исследования еще недостаточно широко и правильно используются в геологии. Исходя из этого, ниже мы специально рассмотрим геологические аспекты радиологии.

Итак, основными критериями объединения гранитоидных тел в комплекс являются: возраст, геохимическая и металлогенетическая общность, близость петрографического состава и направленного закономерного изменения петрогеохимических характеристик в вертикальном направлении отдельных тел и в ряду фаций их глубинности, близость интенсивности гамма-полей.

Глава II

МЕТОДИКА ПОЛЕВЫХ И КАМЕРАЛЬНЫХ РАБОТ

При картировании гранитоидных массивов они покрываются маршрутными пересечениями согласно масштабу съемки и в соответствии с требованиями «Основных положений организации и производства геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 (1 : 25 000)» и рекомендациями «Методических указаний» [73]. Мы намерены остановиться лишь на тех моментах, которые либо недостаточно освещены в указанных руководствах, либо могут решаться проще, путем использования разработанных нами приемов.

Представительность проб и опробование массива

Опыт изучения распределения петрогенных и аксессуарных элементов в гранитоидных телах [5] показал, что граниты, несмотря на кажущуюся их однородность, характерны неравномерным распределением макро- и микрокомпонентов. Постепенным увеличением числа штуфов и площади опробования было установлено, что существенного изменения химический и спектральный анализ не показывают после введения в пробу 20—25 штуфов, весом 100—150 г каждый, взятых равномерно с площади 100 м². Отобранная таким способом проба приводит к минимуму (к несущественному отклонению от среднего) природную неоднородность.

Общий вес представительной пробы, таким образом, определяется 2,5—3 кг. Этого материала достаточно, чтобы, издробив его, отквартовать навески для химического, спектрального, радиологического анализов, сделать сколы для шлифов (2—3 штуки) и из остатков пробы отмыть шлик.

В пробу необходимо отбирать образцы возможно более свежих пород, со сколами, лишенными налетов лишайников и гидроокислов. Особенно опасен лишайник, если он вместе с издробленным материалом попадает в навеску для радиологического калий-аргонового анализа. Обычно это приводит к браку. В пробу нужно объединять лишь штуфы одной разновидности породы, представляющие одну субфациальную зону или фазу

массива (выделяются апикальная и краевая субфациальные зоны, а также зона ядра). Для того чтобы получить столь же представительный ответ о среднем составе той или иной разновидности пород, также опытным путем было установлено, что необходимо взять минимум 12 проб. Столько же нужно проб для характеристики одного горизонтального среза массива при объемном его опробовании. Правильную картину строения массива и распределения в нем различных продуктов гидротермальной (в том числе автотермической) деятельности может дать только объемное его изучение [5, 8, 12].

Кроме этих геохимических проб, по маршруту могут отбираться целевые пробы: полевые шпаты, слюды и радиоактивные минералы для определения радиологического возраста и других исследований, большевесные пробы для специального изучения монофракций акцессорных минералов, серии проб по измененным, в том числе окolorудным, породам и т. п.

Задача геохимических проб — получить общую объемную петрогеохимическую характеристику плутона на материале, позволяющем произвести его статистическую обработку с достоверностью 90—95% (0,05% уровень значимости)*.

Прокладка маршрутных ходов

С учетом общей сети маршрутов, predeterminedенных масштабом съемки, рекомендуется пройти вкrest длиной оси массива два-три геохимических маршрута с полным его пересечением и выходом во вмещающие породы, за ореол контактово-измененных пород. В случае когда площадь массива исчисляется не сотнями, а тысячами квадратных километров, число маршрутов нужно увеличить.

Маршруты должны закладываться так, чтобы они пересекали плутон от минимальных до максимальных абсолютных его высот, захватили ядерную, апикальную и эндоконтактовую зоны, охарактеризовали экзоконтактовый ореол, формирующийся по разным породам.

Наблюдения должны вестись по коренным породам, в крайнем случае, по неперемещенному курумнику.

Намечая маршруты, необходимо разметить заранее на них точки, откуда следует сделать горизонтальные ходы длиной 200—250 м в обе стороны от маршрута с тем, чтобы в конце каждой такой засечки взять пробу. Вместе с пробой по маршруту в таком случае будет взято 3 пробы.

Такие горизонтальные засечки нужно закладывать так, чтобы равномерно опробовать по высоте весь массив, стремясь сделать равные горизонтальные сечения. Так, в случае двух

* Этому вопросу в последнее время уделено большое внимание в работах [103, 42, 73].

до серого шлиха. Из него путем магнитной, электромагнитной сепарации и используя тяжелые жидкости, отделяют соответственно магнитную, электромагнитную, тяжелую фракции аксессуарных минералов, в последующем идущие на количественный минералогический анализ. Для этих целей используют серийные магниты и электромагнитные сепараторы.

Из оставшегося в ванне шлама отбирают 20 г и после сепарации готовят иммерсионные препараты для количественного подсчета минералов самой тонкой фракции. Подсчеты в шлихе и шламе в последующем суммируются по каждому минералу. Этот способ сводит к минимуму потери при промывке шлихов и не требует никаких поправочных коэффициентов [5].

Каждая из выделенных фракций шлиха взвешивается (магнитная, электромагнитная, неэлектромагнитная — тяжелая). Содержание минералов подсчитывают в каждой фракции под биноклем в объемных процентах, а затем переводят в % по массе. Подсчет в каждой фракции ведется по 300—400 зернам. Объемный процент вычисляется по формуле

$$a = \frac{b \cdot 100}{c},$$

где a — объемный % содержания минерала;

b — количество подсчитанных зерен данного минерала во фракции;

c — суммарное число подсчитанных во фракции зерен.

Перевод объемного процента в процент по массе проводится по формуле

$$\frac{a \cdot d}{C_1} 100,$$

где d — удельная масса минерала;

C_1 — суммарное число произведений ($a \cdot d$) минералов, определенных во фракции.

Массовое количество каждого минерала в шлихе переводят в содержание (грамм на тонну) с учетом первоначальной массы пробы и массы фракции:

$$Z = \frac{Y \cdot 1000}{P},$$

где Z — содержание минерала, г/т;

P — первоначальная масса пробы;

Y — содержание минерала в шлихе, % по массе.

Содержание минерала во всей пробе получается суммированием содержания его в шлихе и пылевой фракции (в шламе). Если в задачу исследования аксессуарных минералов не входит, то обработка пробы значительно упрощается. Она дро-

бится до 0,1 мм и от нее отквартовывается 0,5 кг для химического спектрального и радиологического анализа и для дубликата.

Измельчение до 0,1 мм и меньше не рекомендуется вести на дисковых истирателях. Это предохранит от заражения проб железом и легирующими примесями (хром, никель, ванадий, кобальт). Лучше использовать стержневые дробилки и фарфоровые шаровые мельницы. Доводку до пудры для спектрального анализа обычно ведут на механических агатовых ступках.

Оставшуюся часть просеивают через сито 0,1 мм, на котором остается обогащенная слюдой фракция, поскольку, в силу ее пластинчатого габитуса, она недодробливается. Из этой фракции путем неоднократного повторения простой операции выделяют биотит (мусковит) для калий-аргонового радиологического анализа. Операция состоит в том, что фракцию равномерно рассыпают на ровную поверхность стола и выравнивают линейкой так, чтобы зерна лежали в один слой. Затем берут лист органического стекла (плексигласа) в обе руки и натирают о суконную ткань, брошенную на колено, что придает ему заряд. После этого плексиглас постепенно опускают на рассыпанный материал до тех пор, пока листочки биотита не начнут подпрыгивать и прилипать к листу. Медленно приближая лист к пробе, добиваются потока биотита, при этом необходимо проследить, чтобы вместе с ним не захватились светлые частицы кварца и полевых шпатов. Лист с прилипшим биотитом поднимают и над чистым листом бумаги сметают биотит кисточкой. Повторяя эту операцию несколько раз, отбирают нужное для анализа количество биотита (10—20 г). Замечено, что иногда попадают биотиты, не идущие на заряженный плексиглас, но прилипающие к потертому сукном фарфоровому тиглю (очевидно, существуют биотиты с разным по знаку зарядом).

Работа с тиглем не столь продуктивна, но и она решает задачу, несколько удлиняя затрату времени. Выделять слюды методом флотации недопустимо тогда, когда они предназначены для радиологических исследований. Навеска со слюдой запаковывается и идет в радиологическую лабораторию, а оставшийся материал пробы из дальнейшей работы исключается. Из 0,5 кг отквартованного от пробы материала отбирают тем же способом две навески по 100 г. Первая поступает на истирание до состояния пудры. После этого она делится на три части. Одна часть идет на силикатный анализ, вторая — на спектральный анализ, третья — на пламенно-фотометрическое определение калия и редких щелочей. Вторая навеска поступает в геохронологическую лабораторию для плавки и определения в ней аргона. На одну плавку уходит около 10 г. Иногда плавят дважды. Остаток навески хранится как дубликат лаборатории.

Лабораторные исследования

В обстановке научно-технического прогресса, охватившего и область лабораторной практики, вещество может явиться предметом самых разнообразных методов исследований. Однако во всех случаях необходимо определить минимально необходимые, экономичные и доступные всем (в первую очередь геологам-производственникам) методы изучения вещества. Рекомендации, основанные на применении уникальных приборов, имеющихся лишь в некоторых академических организациях и головных НИИ Министерства геологии СССР, могут быть почерпнуты из специальной литературы. Исходя из этого, комплекс лабораторных исследований рекомендуется ограничить применением:

- 1) петрографического макро- и микроскопического изучения пород с определением важнейших оптических констант минералов и количественным подсчетом минералов;
- 2) химического анализа пород на все петрогенные окислы;
- 3) количественного эмиссионного и рентгеновского флюоресцентного спектрального анализом на Sr, Ba, Ga, Ni, Co, V, Cr, Y, Yb, Ce, Nb, Zr, La, Be, Zn, Cu, Pb, Bi, Sn, Mo, W, Sc;
- 4) пламенной фотометрии с определением Li, Rb, Cs;
- 5) радиохимического анализа на U, Th;
- 6) радиологического определения возраста валового состава и мономинеральных фракций пород (K-Ar, Rb-Sr и Pb-U-TR методы);
- 7) химического и спектрального анализом мономинеральных фракций породообразующих и акцессорных минералов (ограниченного числа проб);
- 8) определения акцессорных минералов (также в ограниченном числе проб — не более 15—20% от общего количества проб).

Дополнительно для решения специальных вопросов, возникших в ходе исследований, можно проводить:

- 9) изучение газовой-жидких включений в минералах с целью определения температур и давления;
- 10) рентгено-структурный анализ минералов;
- 11) определение физических свойств горных пород (плотность, магнитность, радиоактивность и др.) в качестве подготовки основы для интерпретации карт физических полей.

Анализ таких карт (аэрометрических и магнитных) мы считаем обязательным условием исследования гранитоидных пород, предваряющим полевые работы. Это согласуется с установками [90, 72].

Исследования, указанные в первых четырех пунктах, понимаются как обязательные для всех проб, собранных по геохимическим профилям. Это обеспечивает достаточную полноту изучения всех разновидностей пород и разновысотных срезов

массивов и минимально необходимую выборку, гарантирующую достаточную значимость различий статистических параметров.

Обязательным условием успешной работы является определение чувствительности и воспроизводимости всех видов анализа. Только установив эти исходные данные, можно пользоваться услугами той или иной лаборатории и знать меру достоверности своих последующих обобщений и выводов. Эту меру необходимо во всех случаях оговорить в своих отчетах и публикациях, предупредив тем претензии взыскательных читателей, иногда требующих от автора того, что он не может дать.

Каждый заказ в лабораторию обязательно должен включать не менее 10% контрольных навесок, зашифрованных под другими номерами. Таким путем систематически можно проверять воспроизводимость результатов лаборатории в разное время года, что особенно важно для спектрального анализа. Контрольные навески нужно готовить путем квартования одной более крупной навески, истертой в пудру и тщательно перемешанной.

Крайне нежелательно делать один и тот же вид анализа в разных лабораториях, а если это неизбежно, то начинать нужно с сопоставления анализов одних и тех же навесок, выполненных в разных лабораториях. Это позволит либо внести соответствующие поправки, либо просто отказаться от одной из лабораторий. Список элементов, определяемых количественным спектральным методом, рекомендуется потому, что для них разработана специальная методика, гарантирующая достаточно высокую точность, чувствительность и воспроизводимость [100]. Опыт показывает, что достаточно удовлетворительные результаты дает обычный, так называемый полуколичественный, спектральный анализ, проводящийся способом просыпки в дуге с большой силой тока. Литература по этим вопросам приведена в [5, 12, 23, 42, 72, 73, 90].

Разметка проб и штуфов на все виды анализа должна проводиться после просмотра шлифов и корректировки карты фактического материала как следствие этого просмотра.

Вещественно-геохимическая основа карты гранитоидных комплексов

С целью выявления зависимости состава гранитоидов от состава той колонны вмещающей среды, в которой идет процесс гранитообразования, составляется карта средневзвешенного состава стратифицированных толщ региона, от докембрийских до самых молодых. Если бы каждый пласт вошедших в колонну толщ был химически проанализирован, средневзвешенное представляло бы собой сумму произведений составов разного типа пород на их мощность, разделенную на число смен пород в колонне.

К сожалению, стратифицированные толщи, по сложившейся традиции, в данном направлении почти никогда не исследуются. Поэтому, не рассчитывая на возможность отыскания в ближайшем будущем минимально необходимого числа результатов химических анализов, мы предлагаем иной способ решения этой задачи.

Говоря о влиянии состава вмещающих пород на состав гранитоидов, необходимо различать это явление на уровне становления плутонов (ассимиляция, гибридность) и суммарное влияние упомянутой колонны, подвергающейся гранитизации, от области зарождения процесса гранитообразования до уровня становления интрузива. В первом случае взаимосвязь легко устанавливается непосредственными наблюдениями, во втором она от нас скрыта. Обнаружить ее можно путем составления отмеченной выше карты. Предлагаемый способ ее составления основан на следующих положениях. Все многообразие статифицированных пород по их составу можно свести к трем основным группам: карбонатным, магнезиально-железистым и алюмокремниевым.

Карбонатные породы — известняки, мраморы, доломиты (главный компонент — CaO).

Магнезиально-железистые — основные эффузивы, граувакки, порфиритоиды, амфиболиты и туфы основного состава, туффиты (главные компоненты — MgO , Fe_2O_3 , FeO , MnO , TiO_2).

Алюмо-кремниевые породы — кислые эффузивы и их туфы, гранитоиды и кристаллические сланцы, кварцевые аркозовые песчаники, сланцы, нежелезистые кварциты, алевролиты (главные компоненты — SiO_2 , K_2O).

Практически в любых разрезах мы встречаемся с этими породами и различие их обнаруживаем лишь в количественном соотношении между ними. При этом, если первые два типа среды характерны для эвгеосинклинальных, то третий — для миогеосинклинальных условий седиментогенеза.

Взяв за основу эти три типа сред, нетрудно построить диаграмму — равносторонний треугольник. Разбив его стороны на равное число делений, можно вычислять количественные соотношения между тремя компонентами (рис. 7). В данном случае треугольник разбит на семь полей, и каждому полю присвоено название и соответствующая штриховка (или цвет) для изображения на карте.

Вычисление средневзвешенного состава производится по колонкам с карт масштаба 1 : 200 000 или 1 : 50 000, снизу вверх. Для примера рассмотрим расчет суммарных мощностей разновидностей пород разреза (табл. 8) от верхнего протерозоя до верхнего девона.

Согласно приведенному в таблице расчету, поля карты, сложенные кембрийскими породами, попадают в третье поле диаграммы. Поля, где кембрийские толщи перекрываются силурий-

скими, оказываются также в третьем поле, а поле девона, доля алюмо-кремниевых пород которого возрастает до 53,8% (сумма 3—4 группы пород), попадает в шестое поле, т. е. за счет девонских пород общий состав разреза смещается в сторону более кислых разностей. Вообще из табл. 8 видно, что снизу вверх доля алюмо-кремниевой составляющей постепенно возрастает (27,7—37,4—53,8), а магнезиально-железистой — падает (26,6—18,4—16,2). Эту направленность в изменении состава среды сле-

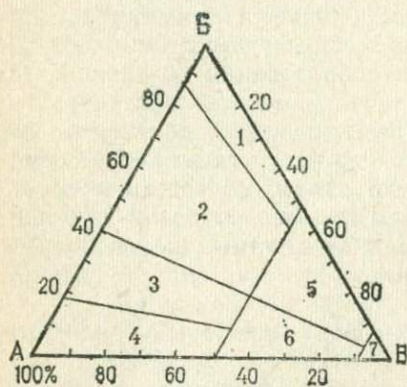


Рис. 7. Диаграмма для определения средневзвешенного состава вмещающей среды [12].

А — известняки, мраморы, 50% доломитов; В — эффузивы основного и среднего состава, их туфы, туфопесчаники, амфиболиты, амфибол-биотитовые сланцы, 50% доломитов; В — кварциты, кремнистые и аркозовые песчаники, аргиллиты и алевролиты без карбонатно-железистого цемента, алевросланцы, алевропесчаники, гравелиты и конгломераты с галькой кислых пород в песчано-глинистом цементе, кислые эффузивы и их туфы.

1—7 — типы среды: 1 — магнезиально-железистая, 2 — известковисто-магнезиально-железистая, 3 — известковисто-магнезиальная, 4 — известковистая, 5 — магнезиально-железисто-алюмо-кремниевая, 6 — известковисто-алюмо-кремниевая, 7 — алюмо-кремниевая

руденения. Для гранитоидов Горного Алтая характерно вольфрамовое, причинно и генетически связанное собственно с формированием гранитов, тогда как для Кузнецкого Алатау и Горной Шории свойственны железорудные месторождения, по своей природе соответственно ассимиляционные или метаморфогенные [51, 106].

На карту средневзвешенного состава среды наносят контуры гранитоидных массивов, внутри которых соответствующими знаками показывают разновидности пород. При рассмотрении такой карты обращает на себя внимание появление в гранитоидных массивах гранодиоритовых и диоритовых субфациальных

дует подчеркнуть потому, что она, как оказалось при составлении карты, характерна для всей Алтае-Саянской складчатой области, т. е. имеет общий характер. Карта показала, что основность среды увеличивается от более молодых к древним формациям, т. е. в частных разрезах сверху вниз, а по латерали — при движении с запада (от Обь-Зайсанской геосинклинали) на восток (к Сибирской платформе). Состав гранитоидов меняется в соответствии со средой. Так, в Горном Алтае состав среды в основном отвечает полям 5—6 диаграммы, гранитоиды относятся к формации гранитных батолитов (по Ю. А. Кузнецову), а в Кузнецком Алатау преобладают составы сред полей 4, 3 и 2 диаграммы, а среды гранитоидов — батолитов пестрого состава.

В согласии с унаследованностью гранитоидами состава среды меняется и характер

Пример расчета средневзвешенного состава среды в нарастающем порядке

Горные породы	От верхнего протерозоя до верхнего кембрия			От верхнего протерозоя до верхов силура			От верхнего протерозоя до верхнего девона		
	Вариации мощностей, км	Средняя статистическая мощность, км	%	Вариации мощностей, км	Средняя статистическая мощность, км	%	Вариации мощностей, км	Средняя статистическая мощность, км	%
1	0,0—8,2	4,3	45,7	0,0—10,3	6,5	44,2	0,0—10,8	7,0	30,0
2	0,0—4,6	2,5	26,6	0,0—4,9	2,8	18,4	0,0—7,0	3,8	16,2
3	0,0—3,2	2,6	27,7	0,0—10,8	5,4	37,4	0,0—13,0	8,4	53,8
4	—	—	—	—	—	—	4,2	4,2	18,0
Сумма	—	—	100	—	—	100	—	—	100

1 — известняки, мраморы, доломиты; 2 — основные и средние эффузивы и их туфы; 3 — сланцы, алевролиты, песчаники; 4 — кислые эффузивы и их туфы.

зон в тех случаях, когда состав вмещающей среды обогащен магниезально-железистым или карбонатным материалом.

Таким образом, предлагаемый метод достаточно объективно отражает как эволюцию вещества геосинклинали во времени и в пространстве, так и меру унаследованности его гранитоидами. Это дает нам смелость рекомендовать рассматриваемый метод для применения при геологической съемке. Кроме наглядного отражения причинно-следственных связей составов среда — гранит, построенные таким образом карты помогают решению такой важнейшей проблемы магматической геологии, как разделение между собой автохтонных и аллохтонных гранитов. На Алтае, например, установлено, что гранитоидные тела, состав которых не зависит от состава субстрата, относятся к штокам гипабиссальной фации, составляющим всего около 5% от площади развития гранитоидных тел более глубокой фации. Интрузивная природа штоков не вызывает сомнения, как и то, что именно с этими телами связывается все промышленное орудование. Отсюда становится ясным, что составление такого типа карт позволяет решать важнейшую задачу выбора направления поисковых и разведочных работ и отбраковки мало перспективных площадей и тем самым повышает эффективность геологических исследований.

Влияние вмещающей среды на состав гранитоидов, кроме того, проявлялось и на уровне становления плутона, если среда имела магниезально-железистый или карбонатный состав. В этом случае проявлялась ассимиляция петрогенных ЭОГ с формированием гибридных зон более основного состава. Выяв-

ление закономерностей изменения состава петрогенных и акцессорных элементов по профилям вкрест контакта позволяет устанавливать границы зон гибридности.

Черты сходства — различия гранитных массивов с разной интенсивностью гибридности наглядно выявляются с помощью

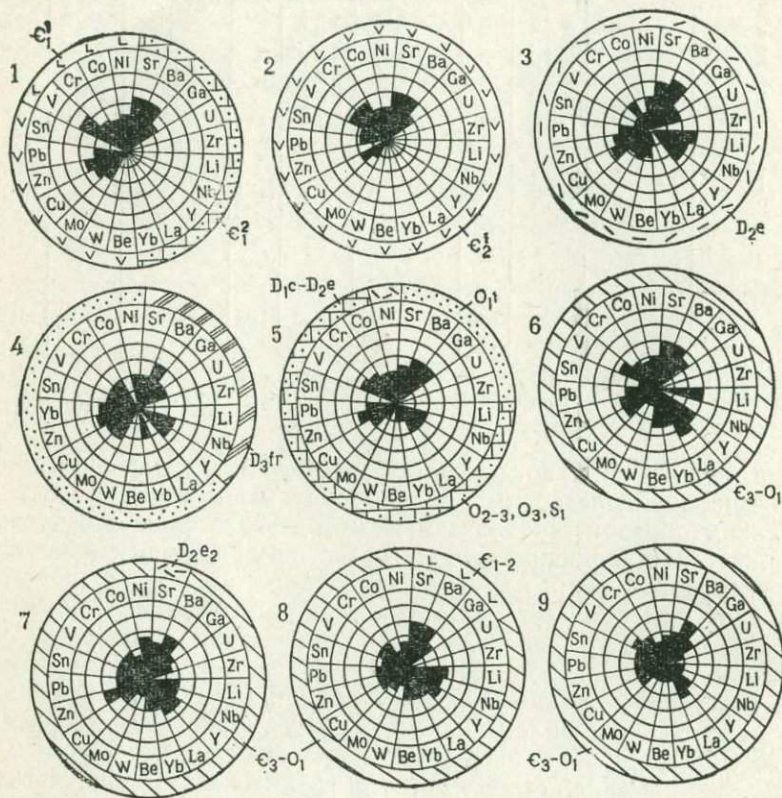


Рис. 8. Сравнение гранитоидов по акцессорным элементам и составу вмещающей среды [12].

Массивы Лебедского нижнекембрийского комплекса: 1 — Лебедский; 2 — Чанышский (Калтунско-Шорская зона). Массивы калбинского нижнепермского комплекса: 3 — Калгутинский (Холзунско-Чуйская зона); 4 — Таштузекский; 5 — Яломанский (Ануйско-Чуйская зона); 6 — Каракудюкский; 7 — Кубадринский (Курайско-Телецкая зона); 8 — Байлюгемский; 9 — Язулинский (Чулышмано-Шапшальская зона). Зачерчено поле средних содержания химических элементов в $\mu \cdot 10^{-4}$, %

круговых диаграмм (рис. 8). На внешнем кольце диаграмм показано процентное соотношение разных пород от всей протяженности контакта. Анализ этих диаграмм позволяет сделать заключение о том, что изменения состава акцессорных элементов в зависимости от соотношения контактовых пород касаются лишь количественной стороны ЭОГ и не затрагивают ЭПГ.

Карта гранитоидных комплексов

Карта гранитоидных комплексов является завершающим звеном исследований. Она должна отражать следующие важнейшие данные:

- 1) возрастное расчленение гранитоидов на комплексы, с приведением данных определения радиологического возраста;
- 2) состав и внутреннее строение каждого гранитоидного тела;

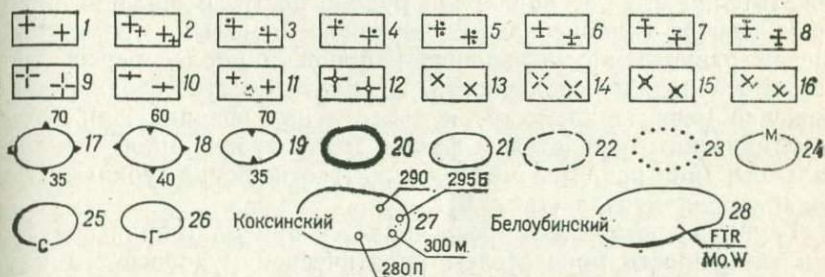


Рис. 9. Условные обозначения, рекомендуемые для карты гранитоидных комплексов.

1—10 — граниты (1 — нерасчлененные, 2 — порфиридные, 3 — лейкократовые и муковитовые, 4 — биотитовые, 5 — роговообманково-биотитовые, 6 — роговообманковые, 7 — турмалиновые, 8 — пироксеновые, 9 — щелочные, 10 — гнейсовидные); 11 — гранит-порфиры и микрограниты; 12 — адалеллиты, плаггиограниты; 13 — гранодиориты; 14 — кварцевые диориты, тоналиты; 15 — диориты; 16 — габбро-диориты; 17—19 — направления и углы падения контактовых поверхностей; 20—23 — фации глубинности (20 — гипабиссальная, 21 — мезоабиссальная, 22 — абиссальная, 23 — апозфузвных гранитов); 24—26 — глубина эрозионного среза (24 — малая, 25 — средняя, 26 — большая); 27 — название массива, места отбора и результаты определения «аргонового» возраста пород (290 — по валу, 295Б — по биотиту, 300М — по мусковиту, 280П — по микроклину); 28 — название массива, геохимический символ и ведущие рудные компоненты

- 3) принадлежность каждого гранитоидного массива к определенной фации глубинности;
- 4) разделение гранитоидных тел по глубине эрозионного среза;
- 5) направление падения контактов массивов;
- 6) геохимическую специализацию гранитоидных тел;
- 7) степень обоснованности отнесения гранитоидных тел к тому или иному комплексу;
- 8) название каждого гранитоидного массива.

Возрастное расчленение гранитоидов отображается на карте путем раскраски цветом и индексом (γ_1 , γ_2 , γ_4 и т. д.), присвоенным каждому комплексу. При этом массивы — петротипы, возраст которых доказан однозначно, закрашиваются наиболее густо, а массивы, выделяющиеся путем аналогии и сопоставлений, — слабее. Таким образом можно показать три группы массивов, различающихся по степени обоснованности их возраста: несомненные (густо закрашенные), с некоторым сомнением (за-

краска более слабая), слабо обоснованные (закраска еще слабее).

Внутреннее строение плутонов показывается гашурными знаками, принятыми для обозначения разновидности гранитоидных пород (рис. 9). Этой же системой знаков можно и целесообразно показать ведущий темноцветный компонент (биотит, амфибол) и структуру породы (среднезернистые, порфиоровидные, микрозернистые и порфировые).

Фация глубинности гранитного массива является важным показателем его потенциальной рудоносности. Выявление районов развития гипабиссальных плутонов с малым эрозионным срезом равнозначно выявлению районов, наиболее перспективных в отношении рудоносности. На карте следует отражать, по меньшей мере, гипо-, мезо- и абиссальные фации. При этом, геохимическим показателем фации для случая миогеосинклинального типа разрезов могут служить отношения геохимически полярных элементов (табл. 9).

Глубина эрозионного среза является при благоприятной фации глубинности показателем практической рудоносности плутона. Чем меньше эрозионный срез, тем больше перспектив сохранения рудоносной апикальной и экзоконтактной зон гранитного массива.

Кроме общеизвестных геологических критериев (наличие останцов кровли, сохранение зоны закалки и т. д.), хорошим показателем глубины эрозионного среза являются индикаторные в этом плане отношения $Nb : V$, $K_2O : MgO$ и числовых характеристик А. Н. Заварицкого: a , S , Q , b , c , поскольку первые три связаны с ЭПГ, а последние — с ЭОГ.

Отношения $S/(b+c) = K_3$ и $Q/(b+c) = K_2$ могут быть названы коэффициентом кислотности — основности, $a/(b+c) = K_4$ — щелочности — основности и $(a+S)/(b+c) = K_1$ — коэффициентом полярности, поскольку в нем отражено соотношение элементов с противоположными направлениями миграции.

В качестве примера можно привести изменение индикаторных отношений в вертикальной плоскости хорошо обнаженного

и вскрытого по вертикали почти на 1,5 км Карасукского массива порфиоровидных биотитовых гранитов и расположенного в той же структуре южно-чуйского антиклинория Чиктинского штока мелкозернистых турмалиновых гранитов. Наличие таких же разностей коегде в контакте Карасукского массива позволяет рассмотреть Чиктинский

Т а б л и ц а 9

Индикаторные отношения элементов фаций глубинности гранитоидов (на примере пермских гранитов Горного Алтая)

Фация глубинности	$K_2O : MgO$	$Nb : V$
Гипабиссальная	11	3
Мезоабиссальная	4	0,4
Абиссальная	3	0,3

Изменение содержаний петрогенных окислов и индикаторных отношений в разрезе Карасукского массива и Чиктинского штока

Массив	Эрозионный срез	SiO ₂	TiO ₂	MgO	K ₂ O	K ₁	K ₂	K ₃	$\frac{K_2O}{Mg}$	$\frac{Nb}{V}$
Чиктинский Карасукский	Один	74,08	0,07	0,33	4,10	17,8	6,3	15,3	12,4	—
	Верхний	70,40	0,41	1,30	4,40	12,3	3,9	10,5	3,4	1,9
	Средний	68,9	0,41	1,63	4,35	9,8	2,6	8,3	2,6	1,1
	Глубокий	67,5	0,46	1,93	4,27	9,1	2,3	7,7	2,2	0,9

шток в качестве апофизы глубже залегающего массива, подобного Карасукскому (табл. 10). По Карасукскому массиву сделаны три среза по высоте, через 400 м.

Четко выраженная направленность изменения содержаний петрогенных окислов и индикаторных отношений в срезах Карасукского массива и величин этих же параметров в Чиктинском штоке показывает, что Чиктинский шток как бы надстраивает Карасукский массив сверху. Этот факт может рассматриваться в качестве свидетельства того, что Чиктинский шток представляет собой слабо эродированную апофизу. Вычисление разницы в глубине эрозионного среза этих массивов будет показано ниже.

Применение индикаторных отношений для массивов одинаковой фации глубинности позволяет наметить по меньшей мере три уровня срезов: малый, средний, большой.

Направление падения контактов позволяет подойти к оценке формы залегания тела. При невозможности установления контактовых поверхностей обычными геологическими методами это можно сделать с помощью гамма-профиллирования или использования карты аэрогаммасъемки. Примеры этой и вышеуказанных задач будут рассмотрены в главе IV.

Математическая обработка результатов исследования

Вопросу математической обработки геохимических данных уделено достаточное внимание в упомянутых «Методических указаниях» [73], что избавляет нас от необходимости ее рассмотрения.

Для целей сопоставления гранитоидных плутонов можно обойтись простейшими методами вычисления средних содержаний, дисперсий и коэффициентов вариаций петрогенных окислов и аксессуарных элементов по методикам, изложенным в ряде руководств. Нами использовались разработки [92].

При изучении отдельных массивов, когда главной задачей является выявление закономерностей распределения петрогенных и аксессуарных элементов в объеме тела, средние содержания и дисперсии рассчитывались по каждому горизонтальному срезу (допустимо объединять в один срез пробы, отстоящие друг от друга по высоте не более 100 м). Для этих же целей может успешно применяться также метод тренд-анализа [52].

Вычисление средних по всей массе анализов, характеризующих массив в целом, при изучении отдельного массива мы считаем нецелесообразным, поскольку в этом случае суммарный итог скрывает от нас важнейшую информацию — закономерность распределения петрогенных и аксессуарных элементов в плутоне.

При сравнении многих массивов, составляющих ряд фаций глубинности, в каждой фациальной группе вычисляются средние содержания петрогенных окислов и аксессуарных элементов и дисперсии по всей совокупности анализов, имеющих для данной фациальной группы.

Результаты такого расчета показали с достоверностью, отвечающей 5% уровню значимости, различия в содержаниях и дисперсиях содержаний окислов и аксессуарных элементов при направленном изменении этих параметров от фации к фации.

Целесообразно в связи с этим подчеркнуть, что проведенный анализ распределения петрогенных и аксессуарных элементов вскрыл закономерность, проявляющуюся как в отдельных телах, так и в ряду тел разной глубинности. Это обстоятельство, очевидно, нельзя забывать, оперируя методами математической статистики, как известно, исходящими из соображений о случайном характере выборок и столь же случайном незакономерном распределении вещества в природных телах.

Проиллюстрируем это одним примером. Если определять железистость биотита из гранита в пробах, взятых на одном гипсометрическом уровне в пределах одной субфациальной зоны, то вариации этого параметра будут несущественными и следовательно, ими можно будет пренебречь. Если то же определение будет сделано в пробах, отобранных без строгого выдерживания одного уровня, то вариации железистости существенно возрастут. Однако максимальные вариации выявляются тогда, когда анализируются биотиты, отобранные по вертикальному разрезу, вкrest субфациальных зон тела от его вершины к подошве [12]. Беря пробы бессистемно на разных гипсометрических уровнях тела, мы не только не вскрываем закономерности, но и встаем на позицию случайных величин, обработка которых прямо удаляет нас от ее раскрытия. Последняя же состоит в том, что железистость биотита в гранитоидных телах закономерно увеличивается снизу вверх, а магнизиальность — сверху вниз.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ
ИЗОТОПНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ

Современное состояние радиологических исследований своеобразно. При несомненном успехе техники и методики эксперимента отмечается серьезное отставание разработок, которые бы раскрывали принципы отбора и геохронологической интерпретации данных радиологического анализа.

Большой цифровой материал показывает, что радиологические даты, не согласующиеся с представлениями геологов о возрасте опробованных природных тел, зачастую преобладают. Существующие суждения о причинах этого явления разнообразны и противоречивы. В большинстве оно рассматривается с позиции физики и кристаллохимии. Историко-геологический принцип, более всех остальных учитывающий фактор времени и явления унаследованности в геохронологической интерпретации радиологических данных, еще не нашел применения. Впрочем, некоторые вопросы геохронологической интерпретации были рассмотрены [9, 14, 17, 18, 19, 32, 36, 43, 55, 72, 74, 78, 85, 117, 119]. Оказалось забытым то, «что любой природный объект, возраст которого подлежит определению, образовался или выделился из вещества, существовавшего ранее, а следовательно, содержащего как радиоактивные элементы, так и продукты их распада» [22, с. 147]. Вместе с тем в этом тезисе заложены диалектические начала геологической интерпретации радиологических данных вообще и по гранитоидам — в первую очередь.

Неоспоримость концепции В. И. Баранова [22] применительно к гранитоидам очевидна именно потому, что они являются продуктом преобразования ранее существовавшего субстрата верхних горизонтов земной коры. Кроме того, будучи богаты калием, они привлекают внимание радиологов и геологов как породы, удобные для использования наиболее доступного «аргонового метода» изотопной геохронологии. Однако именно по гранитоидам были получены многочисленные не согласующиеся с геологией «аргоновые возраста», породившие, с одной стороны, скептицизм относительно возможностей радиологии, а с другой — разнообразные толкования об «ассимиляции» аргона расплавом, о длительности формирования массивов (иногда достигающей половины фанерозоя) и т. д. В значительной мере то и другое вызвано самой организацией радиологической службы. Радиологические лаборатории, укомплектованные физиками, химиками, инженерами-радиотехниками, чаще всего работают в отрыве от геологов. От последних они лишь получают материал для анализа.

Отсюда естественно объяснить наметившийся разрыв недостаточным вниманием геологов к радиологическим исследованиям и переложением своей ответственности на плечи экспериментаторов. Прав Е. И. Гамильтон, заявивший: «Несмотря на то что современное оборудование сравнительно сложно, геохронология в основном находится в сфере деятельности геолога, без которого была бы невозможна необходимая интерпретация возрастов пород и минералов» [32, с. 7]. Только планомерное опробование с учетом объемности и специфики геологических процессов может раскрыть нам пути к правильной интерпретации радиологических данных. Задача эта чисто геологическая. Если радиолог дает геологу цифру, которая ему «не подходит», это прежде всего значит, что геолог не заметил процессов, изменивших изотопное соотношение, которые запечатлены анализом радиолога. И ему, геологу, а не радиологу надлежит раскрыть неопознанный процесс, а не относить этот факт за счет несовершенств радиологического эксперимента.

Из цитируемой работы В. И. Баранова [22] следует, во-первых, что явление унаследования приводит только к эффекту удрежнения, во-вторых, что оно касается не только «аргонового», но и всех остальных методов изотопной геохронологии и, в-третьих, что необходимо во всех случаях не забывать о взаимосвязи и обусловленности явлений, о форме и механизме их проявления. Ниже мы рассмотрим некоторые вопросы геохронологической интерпретации радиологических анализов гранитоидов с позиций геологии и геохимии. Нас интересует континентальная часть земной коры, поскольку гранитоиды для океанической коры не характерны. Сейчас многими геологами признается, что континентальная кора возникла из океанической в процессе геосинклинальной переработки последней. Таким образом, континентальная кора является вторичной относительно океанической.

Наиболее вероятным процессом, преобразующим вещество первичной коры в континентальную, является гранитизация [25, 112] как конкретное выражение дегазации мантии [28, 116]. Представляется, что для Земли в целом вместо дегазации более приемлемо понятие диссипации. Развитие земной коры в первом приближении состоит в направленном закономерном увеличении в ней со временем содержания кремния и калия.

Это значит, что каждый последующий акт гранитообразования будет происходить в субстрате, более богатом этими элементами, чем предыдущий. Очевидно, что и в самих гранитах содержание калия и кремния будет возрастать по мере их омоложения. Для складчатых поясов, прошедших геосинклинальное развитие, такая закономерность в целом подтверждается.

Общая закономерность эволюции химизма земной коры достаточно определена. Следует лишь подчеркнуть, что в согла-

сни с поведением калия в земной коре столь же направленно от древних к молодым формациям и снизу вверх увеличивается содержание рубидия. Из этой закономерности вытекают три весьма существенных вывода.

1. Поскольку содержание калия в гранитоидах возрастает от древних к молодым, постольку при «аргоновом» методе геохронологического датирования неизбежна обратная корреляция между содержанием калия и «аргоновым возрастом». Очевидно, что наиболее значимо это явление будет проявляться в районах с мощной континентальной корой, прошедшей длительный путь развития, и, следовательно, многократной гранитизацией, приведшей вещество коры к высокой степени гомогенизации. В районах молодых, с маломощной континентальной корой, не отличающейся гомогенностью состава, сила отмеченной корреляционной связи должна уменьшиться. Вместе с тем для участков коры, которые консолидировались и приобрели тектоническую и, очевидно, геохимическую стабильность в протерозое и в дальнейшем существовали как древние щиты, не подвергавшиеся тектонической активизации, следует ожидать высокую положительную корреляционную связь «аргонового возраста» с калием. Понятно, что в случае тектоно-магматической активизации характер и сила связи могут быть нарушены.

Подсчеты, проведенные нами, показывают (табл. 11), что в целом высказанные выше соображения подтверждаются математически. В частности, для Верхояно-Колымской области с ее молодыми (юрскими) гранитоидами и сравнительно маломощным (11—13 км) гранитно-метаморфическим слоем [106] коэффициент корреляции K с аргоновым возрастом оказался много ниже значимого. Подсчеты опубликованных данных по гранитоидам Украины [86] показали сильную положительную корреляционную связь ($r = +0,516$ при $r_{0,05} = 0,3$).

Во всех остальных случаях, кроме гранитоидов Алтая, получена достоверная отрицательная связь «аргоновых возрастов» с содержанием калия в породах. Для позднепалеозойских гранитоидов Казахстана эта связь была установлена ранее [34].

2. Если признается направленность развития земной коры и концепция формирования гранитоидов в верхних ее горизонтах за счет преобразования субстрата, то мы должны также признать, что от древних к молодым в гранитоидах будет увеличиваться доля избыточного аргона, что приводит к их удревнению.

Чем больше развит гранитно-метаморфический слой, тем более в нем калия, а следовательно, и продукта его распада — аргона. В каждом горизонте слоя содержание аргона будет увеличиваться с течением времени. Понятно, что при зарождении гранитоида на одном из таких горизонтов в период, скажем, триасовой активизации высвободится аргона больше, чем при активизации в карбоне или ордовике. Образовавшийся расплав

Выборочные средние содержания (\bar{x}), стандартные отклонения (S) и коэффициенты корреляции (r) калия с «аргоновым возрастом» магматических пород

Регион	Горные породы	Колич. проб	K, % по массе		Возраст, млн. лет		r	$r_{0,05}$	Лаборатория, автор анализа
			\bar{x}	S	\bar{x}	S			
Тува	Гранитоиды	208	2,95	1,1	311,2	95,15	-0,322	0,14	Н. Н. Амшинский
	в том числе:								
	Pz ₁	25	2,19	1,04	366,5	106	-0,382	0,412	В. Н. Меленевский
	Pz ₂	144	3,17	1,04	307,9	89,3	-0,412	0,165	СНИИГГИМС
	Порфириды, фельзиты	22	2,36	1,09	299	93,6	-0,42	0,42	То же
	Габбро-диориты	41	0,98	0,52	320	121,9	-0,51	0,31	»
Алтай	Гранитоиды	140	3,45	1,08	270	101,1	-0,129	0,165	»
Верхоянско-Колымская обл.	То же	41	3,25	0,78	119	21,6	-0,188	0,31	[79]
Дегелен-Чингисский район: северо-восточная часть	»	32	3,45	0,7	272,7	36,1	-0,523	0,27	[97]
юго-восточная часть	»	61	2,97	0,82	351,2	58,1	-0,65	0,25	[97]
Башекульский р-н	»	72	3,46	0,697	260,29	35,83	-0,546	0,23	[97]
Прибалхашье	»	99	3,12	0,95	281,5	40,9	-0,552	0,19	[97]
Армения	Гранитоиды	47	4,48	1,18	78,4	41,7	-0,43	0,29	(Багдасарян и др., 1962)
Украина	»	42	4,08	0,84	+485	251,5	+0,516	0,30	[86]

в случае его продвижения вверх всегда имеет передовой фронт, максимально насыщенный летучими, высокоподвижными элементами и аргоном. Если такие гранитоидные тела на уровне становления контролировались антиклинальными складками, то в них создается зональность распределения летучих, высокоподвижных элементов и «кажущихся возрастов». Наибольший «кажущийся возраст» свойствен внешним частям массивов. Таковы гранитоидные массивы Казахстана, Рудного и Горного Алтая, Тувы, Западного Саяна и других районов с развитым гранитно-метаморфическим слоем и высокой дисперсией возрастов (табл. 12).

Обобщив материал по мезозойским гранитоидам Северо-Востока СССР и Тихоокеанского обрамления, И. А. Загрузина [44] отмечает: «Значительный разброс абсолютных датировок характерен для мезозойских гранитоидных комплексов». Она также обращает внимание на то, что «в других районах земного шара (например, в палеозойских складчатых системах Евразии) он еще больше» (выделено нами). Все это дает основание считать, что дисперсия возрастных значений представляет собой закономерность общего порядка.

Таким образом, направленность развития земной коры во времени предопределяет сосуществование в продуктах гранитизации двух противоположных по своей значимости начал — увеличение содержания калия по мере уменьшения возраста грани-

Таблица 12

Распределение «аргоновых возрастов» в гранитоидных плутонах некоторых районов Сибири, млн. лет

Массив	Возраст, млн. лет		Лаборатория, автор анализа
	Эндоконтакт- вая часть	Центральная часть	
А л т а й			
Талицкий	365	292	ВСЕГЕИ
Абаканский	328	259	ИГиГ СО АН
Кара-Кудюрский	350—360	250—260	СНИИГГИМС, Н. Н. Амшин- ский
Чейбанковский	273, 277	240	ИГиГ СО АН, В. М. Кляров- ский
Белокурихинский	365, 440, 540	241, 258	ИГиГ СО АН, В. М. Кляров- ский
Тигирецкий	317, 324, 236	236, 283, 295	СНИИГГИМС, А. М. Козлов
Т у в а			
Бреньский	355, 403, 437	270, 298, 310	СНИИГГИМС, Н. Н. Амшин- ский
Ожинский	360, 408, 432	255, 283, 305	То же
Монгунтайгинский	388, 417 476, 490	272, 283	»
Асхатингольский	317	220	»

тов* и одновременно увеличение возможности захвата избыточного аргона гранитами в этом же направлении, что приводит к эффекту их удренения. Налицо единство противоположностей, обусловленное диалектикой развития земной коры и процесса гранитообразования. Вполне очевидно, что в зависимости от условий формирования конкретных гранитоидных тел в одном случае будет проявляться в полной мере одно, а в другом случае — другое начало.

Наличие аргона в гранитизирующемся субстрате создает лишь потенциальные предпосылки к появлению избыточного аргона в конечном продукте этого процесса — гранитоидном теле. Реализация же этих предпосылок будет зависеть от структурных условий и глубины его формирования, т. е. в конечном итоге от степени закрытости системы.

3. Отмеченная закономерность развития коры касается не только калия, но в той же мере и рубидия. С. Мурбат [78] цитирует из работы Фора и Хёрлея: «Исходное отношение $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ в изверженных породах, возникших в результате ассимиляции, переплавления и гранитизации древнего корового материала, обогащенного рубидием, должно быть гораздо выше, чем в породах, образовавшихся при фракционной кристаллизации базальтовой магмы или за счет недифференцированного базальтового материала глубин земной коры» [78, с. 270]. Изучение пород из различных горизонтов земной коры и мантии склоняет большинство исследователей к тому, что отношение $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ изменяется от 0,699 в верхней мантии до 0,704 в базальтовом и 0,712 в гранитном слое [117, с. 22]. Отмечается, что «интрузивы, образованные путем плавления дифференцированного сиалического материала с длительной историей существования в коре, должны были бы иметь более высокое первичное отношение $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ » [117, с. 22]. На аномальное обогащение радиогенным стронцием минералов указывалось рядом исследователей [35, 117].

По существу, проблема избытка радиогенных стронция и аргона оказывается причинно связанной с историей калия и рубидия в земной коре. Любопытна и другая сторона их поведения. Оказывается, что Ag^{40} и Sr^{87} удерживаются в решетках минералов при температурах не выше 150—300° С, причем эта температура зависит от состава минерала, а также от размеров и степени совершенства кристаллов [119].

Для рубидий-стронциевого метода свойственны те же проблемы, что и для калий-аргонового. Здесь также возможны как явления омоложения, так и удренения. Высказывающиеся со-

* Следует иметь в виду, что эта в целом справедливая тенденция осложняется наличием эволюционно-циклической петрохимической направленности в геологическом развитии гранитоидов и зависимостью от состава вмещающих их структурно-формационных зон (прим. ред.).

ображения в пользу предпочтения рубидий-стронциевого метода методу калий-аргоновому лишены серьезной аргументации и излишне оптимистичны. Оба метода одинаково хороши тогда, когда они применяются разумно, с учетом геологической (особенно структурной) позиции объекта, возраст которого хотят определить.

Надо также помнить, что в зависимости от состава субстрата гранитоиды в одном случае будут обогащены стронцием (эвгеосинклинальные условия), в другом — его радиоактивным изотопом (миогеосинклинальные условия). В первом случае в породе будет мало калия и рубидия, во втором — много. Таким образом, с одной стороны, возникает затруднение для геохронологического датирования, а с другой — представляется возможность получить дополнительно важную информацию о генезисе гранитоидов. Магматические породы, образовавшиеся в сиалической коре, по данным С. Мурбата [78], имеют рубидий-стронциевое отношение 0,25, а базальтоидные 0,03—0,06*.

Вещественный состав крупных структурных элементов неодинаков и отличается прежде всего по набору осадочно-вулканогенных формаций. Принципиальное различие в химическом составе горных пород, слагающих мио- и эвгеосинклинали, в том, что в первых развиты существенно кислые и щелочные (с преобладанием калия), а во вторых — магнезиально-железисто-кальциевые образования.

При формировании гранитоидного тела в условиях миогеосинклинали, т. е. в обстановке субстрата, богатого калием и продуктом его распада — аргоном, создаются благоприятные условия для накопления избыточного аргона на переднем фронте магматической колонны. В эвгеосинклинальных зонах гранитоиды бедны избыточным аргоном, так как в гранитизирующихся породах нет или очень мало калия, а следовательно, и аргона. Практически дело обстоит так, что в районах с миогеосинклинальным набором формаций в гранитоидах наблюдается большая дисперсия «аргоновых возрастов». Таковы изученные районы Горного Алтая, Западного Саяна, Западной части Тувы, большей части Казахстана. В районах с неразвитым гранитно-метаморфическим слоем следует ожидать значительно меньший коэффициент вариации «аргонового возраста» (табл. 13).

Поведение благородных газов в процессах, протекавших в земной коре, согласуется с поведением летучих и высокоподвижных элементов. Это касается не только гранитообразования, но и формирования ультраосновных пород, в которых удалось обнаружить зависимость содержания гелия и аргона от содержания CO_2 и H_2O [43].

* См. также работу Г. Фор и Дж. Пауэлл «Изотопы стронция в геологии». М., «Мир», 1974. 216 с. (прим. ред.).

Сопоставление основных статистических параметров «аргонового возраста» магматических горных пород*

Гранито-метаморфический слой, км	Регион	Горные породы	К-во проб	\bar{x}	S	V	Лаборатория, автор анализа
Алюмо-кремниевый разрез							
26—28	Тува	Гранитоиды	208	311,2	95,15	30,5	[14]
		в том числе:					
		Pz ₁	25	366,5	106,0	28,9	СНИИГГИМС > >
		Pz ₂	144	307,9	89,3	29,0	
		Порфиры, фельзиты	22	299,0	93,6	31,3	
Габбро, диориты	41	320,0	121,9	38,1			
11—13	Алтай	Гранитоиды	140	270,0	101,1	37,4	[14]
	Верхоянско-Колымская-область	>	41	119,0	21,6	18,1	[79]
Магнезально-железисто-карбонатный разрез							
17—19	Районы Казахстана Дегелен-Чингисский: северо-вост. часть юго-вост. часть	Гранитоиды	32	272,7	36,1	13,2	[97]
		>	61	351,2	58,1	16,6	[97]
		Бащекульский	72	260,2	35,8	13,8	[97]
13—15	Сихотэ-Алинь	>	19	97,8	15,4	15,7	[84]
17—19	Южный Урал, Мугоджары	>	24	240,5	28,6	11,9	[33]
Щит 17	Украина	>	42	1485	251,5	16,9	[86]

Примечание. Мощность гранито-метаморфического слоя — по Э. Э. Фотиади и др., 1965.

* Следует иметь в виду, что приведена мощность современной земной коры, а не того времени, когда формировались рассматриваемые горные породы.

Ранее мы отмечали взаимосвязь распределений в породах гелия и аргона [9]. Подобная связь распределения в метаморфических породах отмечена также и для азота и аргона [74]. Из этого следует, что распределение аргона, летучих и высокоподвижных элементов в гранитоидных телах в период их формирования обуславливается одними и теми же причинами. Иными словами, миграция аргона в эндогенном процессе аналогична миграции элементов с положительным геохимическим градиентом [6, 12]. Это значит, что аргон не может быть ассимилирован из вмещающей среды на переднем фронте гранитизации, так как он становится подвижным в зоне прогрева еще далеко от границы расплава и мигрирует в зону ненагретых пород. Это значит, что на уровне зарождения процесса гранитообразования аргон будет извлекаться из гранитизирующегося субстрата и обогащать передний фронт магматической колонны. Наконец, это значит, что в благоприятных условиях становления плутона, когда система будет приближаться к закрытой, распределение аргона, активизированного из субстрата, будет регламентироваться главным образом морфологией тела. Распределение аргона происходит в докристаллизационный период, а кристаллизация лишь зафиксировывает первичное его распределение. И с этого момента он становится избыточным, а по механизму его попадания в минералы — аргонном кристаллизационного захвата [9].

Совместная миграция аргона, гелия, летучих и высокоподвижных элементов в прогрессивный этап развития, совместное их накопление в апикальных зонах штоков и батолитов и под крупными ксенолитами (закрытая система) и обеднение в апикальных зонах гранитоидов, сформированных в зонах смятия (открытая система), позволяют утверждать, что избыточный аргон — это аргон кристаллизационного захвата.

Известно, что к аналогичным выводам по этому вопросу в связи с ультраосновными породами пришел К. К. Жиров [43]. Механизм кристаллизационного захвата принципиально отличается от механизма внедрения аргона в кристаллическую структуру минерала. В последнем случае предполагается высокое парциальное давление аргона [36], несвойственное природным процессам. Вместе с тем кристаллизационный захват — обычное для магматических пород явление, не требующее высокого парциального давления газов.

Ниже мы рассмотрим конкретные примеры, показывающие, что распределение аргона, других газов и летучих компонентов в гранитоидных плутонах подчинено одним и тем же законам.

Выше мы отмечали, что геохронологические возрасты в гранитоидных массивах «располагаются» зонально. В качестве конкретного примера можно привести известный в Туве Бренский гранитоидный массив, петротип одноименного комплекса. Этот крупный (1600 км²) массив пластообразной формы, отно-

симый геологами Тувы к формации гранитных батолитов, мы изучали в 1970 г. В левобережье р. Сои и в районе гор Баян-Хан и Тавалген нам удалось наблюдать контакты этого массива с отложениями сайлыгской (D₁), балгазинской (D₃) свит и с порфиритами кембрия. Результаты этих исследований [11] показывают, что «кажущиеся аргоновые возраста» в породах эндо- и экзоконтакта характеризуются разным видом распределения. Во вмещающих эффузивах сайлыгской свиты по мере

Таблица 14

Результаты радиологических исследований гранитоидов Бренского массива и эффузивов прорванной им сайлыгской свиты (D₁)

Проба, образец	Расстояние от контакта массива, м	Породы по данным петрографического определения	K, %	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$	«Возраст», млн. лет
Породы экзоконтакта (контакт падает от массива)					
0—2	5	Эпидотизированный плагиопорфирит	0,6	0,0142	240
169	7	D ₁ Гранитизированный плагиопорфирит	1,51	0,0175	290
11	300	Фельзит-порфирит	1,3	0,02	330
166	400	Плагиоклазовый порфирит	2,0	0,023	375
165	2000	То же	2,35	0,0253	406
Породы массива (контакт падает от массива)					
240	0	Мелкозернистый гранит	3,95	0,0273	437
241	0	Мелкозернистый порфирированный гранит	3,11	0,0245	395
207	10—12	То же	3,42	0,023	374, 403
180	5	Биотит-роговообманковый гранит	1,91	0,023	375
242	40	Лейкократовый мелкозернистый гранит	3,6	0,023	374
243	80	Мелкозернистый лейкократовый биотитовый гранит	3,25	0,0214	350
168	120	Лейкократовый биотитовый гранит	3,72	0,0218	355
174	200	Неравнозернистый биотитовый гранит	2,8	0,021	345
167	400	Мелкозернистый биотитовый гранит	3,9	0,0195	320
155	400	Эпидотизированный плагиогранит	0,64	0,018	298
Породы массива (контакт вертикален или падает под массив)					
173	20	Гранодиорит биотитовый	3,55	0,016	270
161	40	Плагиогранит	0,67	0,016	270, 260*, 270*, 265*

* Данные Н. И. Полевой и Т. Н. Ивановой из гранитов центральной части массива.

удаления от контакта, согласно с затухающим контактовым воздействием, происходит постепенное увеличение «аргонового возраста» пород. При этом в 5—7 м от контакта «аргоновый» возраст их соответствует «аргоновому» возрасту массива, как это отмечено было для подобных случаев на Памире [55]. В данном случае (табл. 14) — это 240, 290 млн. лет. «Аргоновый» возраст порфиоров, соответствующий их геологической позиции, получен лишь на расстоянии 2 км от контакта (406 млн. лет).

В массиве данные «аргонового» возраста распределены двояко. Когда контакт падает от массива, максимум наблюдается у контакта, а в глубь плутона возраст постепенно уменьшается. При падении контакта под массив, или когда он вертикален, в эндоконтакте устанавливаются минимальные значения «аргонового возраста» (270 млн. лет). Аналогичное значение «аргонового возраста» было получено в лаборатории ВСЕГЕИ Н. И. Полевой по коллекции Т. Н. Ивановой для гранитов из центральной части массива.

Таким образом, в данном случае достаточно отчетливо происходит существенное удревание «аргонового возраста» за счет увеличения содержания аргона в эндоконтакте, под кровлей кислых эффузивов сайлыгской свиты. Это легко заметить, если сравнить аргон-калиевое отношение в пробах № 240 и 241 из контактовой зоны, с одной стороны, и проб № 167, 173 — с другой. Содержания калия в них одинаковы, а аргон-калиевое отношение много больше в пробах, взятых близ контакта. Если учесть, что массив метаморфизует породы балгазинской свиты [11], возраст которой, по палеонтологическим определениям, поздний девон — ранний карбон (?), то все цифры, превышающие 360—340 млн. лет (граница раздела девон—карбон), следует считать завышенными.

Если в качестве истинного принять средний возраст проб, характеризующих центральную часть массива, и взятых у вертикального контакта, где эффект экранирования отсутствует (260, 265, 270, 270, 270, 298, средн. 274 млн. лет), можно рассчитать долю избыточного аргона во всех пробах, начиная от контактовых (пробы 240, 241) до пробы 167, отстоящей от контакта на 400 м (табл. 15).

Подобный же эффект накопления аргона наблюдал А. М. Козлов близ ороговикованного останца кровли в Тигирекском массиве (северо-западная часть Алтая) в верховьях р. Харловки. В непосредственном контакте и на первых метрах от него развиты гибридные гранодиориты, постепенно переходящие в граниты. Проба 929б взята в гранодиоритах у контакта с останцом, проба 929а — в удалении от него в гранитах. В первой пробе содержание калия составляет 2,20%, а $Ar^{40}/K^{40} = 0,0208$, что соответствует возрасту 341 млн. лет. Во второй пробе содержание калия 3,95%, $Ar^{40}/K^{40} = 0,0181$ и возраст

Расчет изменения содержания избыточного аргона в ряду проб из эндоконтакта Бреньского массива

Номер пробы	К, %	Содержание Ar^{40} в пробе измеренное, мм ³ /г	Содержание Ar^{40} в пробе, вычисленное при возрасте 274 млн. лет, мм ³ /г	Доля избыточного аргона в % относительно к 274 млн. лет	Расстояние от контакта, м
240	3,95	0,0737	0,0444	66,0	0
241	3,11	0,0522	0,0349	49,5	0
207	3,42	0,0539	0,0384	40,5	10—12
58	1,91	0,0302	0,0214	41,0	30
242	3,6	0,0568	0,0405	40,3	40
243	3,25	0,0477	0,0366	30,5	80
168	3,72	0,0553	0,0417	32,4	120
174	2,8	0,0403	0,0314	27,5	200
167	3,9	0,0517	0,0438	18,0	400

301 млн. лет. По геологическим данным, Тигирекский массив большинством исследователей считается раннепермским, и поэтому его оптимальный возраст — 280 млн. лет. Отсюда нетрудно подсчитать долю избыточного аргона. Для пробы 9296 она составит 25%, а для 929а — 9,5% от определенного содержания аргона.

Любопытное наблюдение сделано по берегам р. Бий-Хем на Хелескелигском массиве (Тува). На геологической карте В. А. Благодравова показано трансгрессивное налегание песчаников систигхемской свиты (O_{1-2}) на гранитоиды данного массива. Фактически условия обнаженности таковы, что ни В. А. Благодравову, ни нам не удалось видеть непосредственные контакты массива. Однако обратило на себя внимание то, что близ указанной трансгрессивной границы в гранитоидах наблюдаются многочисленные ксенолиты, а сами граниты имеют гибридный характер. В глубь тела граниты постепенно светлеют, становятся более кислыми и обедняются железом, магнием и известью. В этом же направлении постепенно уменьшается «аргоновый возраст» пород. В сумме эти факты позволяют достаточно уверенно высказать сомнения в правильности карты и геохронологического датирования массива. Поэтому можно предположить его послеордовикский возраст. Если принять за истинный возраст самой удаленной от контакта пробы 136, давшей 345 млн. лет, то это будет граница девона и карбона. В этом случае можно подсчитать долю избыточного аргона в каждой из проб (табл. 16). Ранее нами описывался эффект подэкранного накопления аргона и гелия в Харловском гранитном штоке [9].

Приведенные примеры, как нам представляется, являются достаточным основанием для утверждения факта подэкранного

накопления аргона в гранитных батолитах и штоках, залегающих в антиклиналях.

Гранитоидные тела, формирующиеся в зонах смятия, обычно имеют неоднородный состав, перистые ограничения и гнейсовые текстуры ореольной зоны. В ядерной части их иногда наблюдаются настоящие гранитоидные выплавки, имеющие то постепенные переходы к ореольной части, то четкие ограничения, свидетельствующие о некотором перемещении расплава. Для таких тел также свойственна радиологическая зональность с максимальными значениями «аргоновых возрастов» в ореольной зоне. В вертикальном сечении эти тела имеют фестончатые очертания с многочисленными субпараллельными апофизами на переднем фронте (рис. 10). Апофизы сложены мелкозернистыми гранитами, глубже переходящими в крупнозернистые разновидности.

В Южно-Чуйских белках мы имели возможность наблюдать такие тела на разных эрозионных срезах. Было установлено, что в верхних срезах, на уровне апофиз внедрения, в них отмечалось резкое уменьшение содержания аксессуарных урана, тория, редких земель, менее заметное — для кремния и калия.

На некотором расстоянии над ними обнаружены альбитскополитовые штокверки с редкоземельной минерализацией. Это свидетельствует о том, что в газопроницаемой структуре передний фронт расплава быстро терял летучие и подвижные компоненты, переносившиеся выше и разгружавшиеся с образованием штокверков, богатых щелочами. В этом процессе участвовал хлор, связанный в последующем в скаполите [5, 12].

«Аргоновые возрасты» проб из апофиз мелкозернистых гранитов, взятых на разных уровнях по высоте на интервале около 300 м, показали устойчивые значения в 282, 280, 270 млн. лет. В срезе Карасукского массива, расположенном на 1100—1200 м глубже, уже в порфириовидных крупнозернистых грунтах из краевой зоны тела, преобладают более древние значения возраста 306—270 млн. лет, а в центральной части тела имеем те

Таблица 16

Радиологическая и петрохимическая зональность в гранитондах Хелескелигского массива (Тува) относительно контакта с песчаниками ордовика

Номер пробы	Положение относительно контакта	SiO ₂	TiO ₂	FeO	MgO	CaO	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$	Возраст, млн. лет	Доля избыточного Ar, %
137	У контакта	64,10	0,20	2,26	1,90	4,69	0,0305	495	45,0
138	Дальше	68,10	0,20	1,83	0,81	3,74	0,0280	445	35,0
135	Еще дальше	67,78	0,13	1,60	1,1813	3,89	0,0242	390	16,5
136	Самое удаленное	67,74	0,16	1,39	0,89	3,90	0,210	345	—

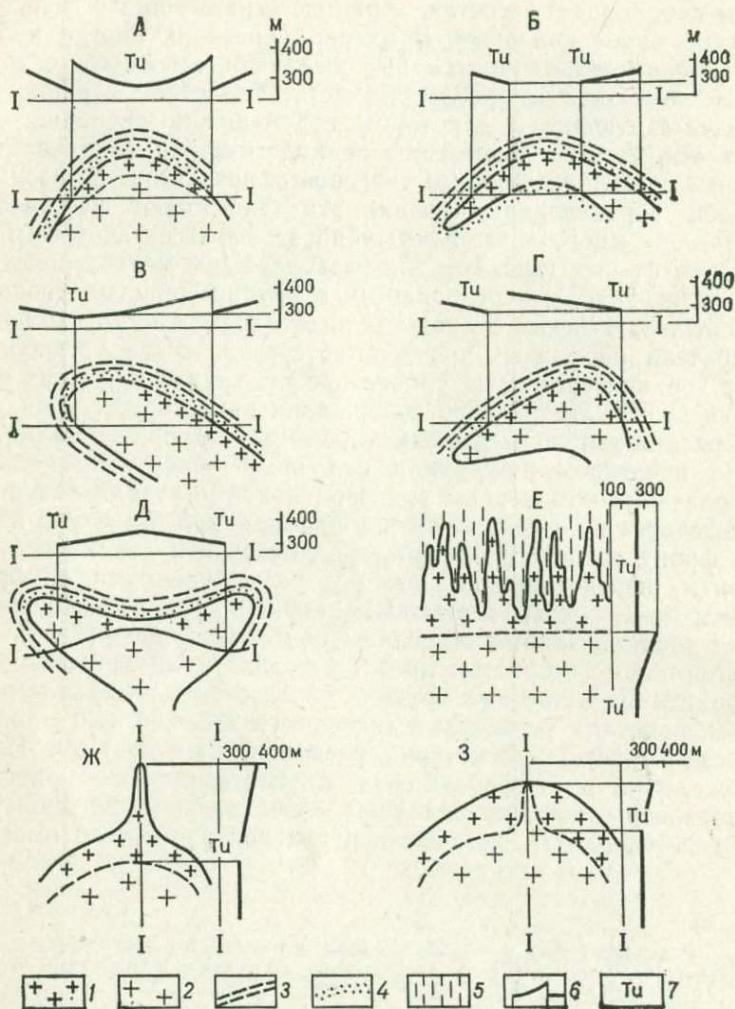


Рис. 10. Модели распределений «аргоновых возрастов» в гранитоидных телах разной морфологии [14].

А — штوك; Б — лакколлит; В — пластообразная залежь; Г — асимметричный батолит; Д — лополит; Е — акколит в зоне смятия; Ж — шток с апофизой в кровле; З — то же, с апофизой в апикальную зону.

1 — мелкозернистые граниты апикальной зоны; 2 — порфирировидные граниты главной фации; 3 — структура вмещающей толщи; 4 — роговики; 5 — зона смятия; 6 — графики распределения «аргоновых возрастов»; 7 — участки без эффекта подэкранного накопления избыточного аргона (аргоновые возраста соответствуют истинным)

же 280—270 млн. лет. Эти факты позволяют высказать соображения о механизме становления и газоотделения массивов, формирующихся в зонах смятия.

Проникновение расплава в зону смятия сопровождалось мощным газоотделением и выносом аргона на переднем фронте магматической колонны, что привело к быстрой кристаллизации апикальной зоны.

Появившаяся твердая апикальная зона изолировала ниже расположенный расплав от газопроницаемой структуры, что привело к эффекту экранирования. Не успевшие продиффундировать газы и летучие компоненты расплава скапливались под экраном апикальной зоны и содержание их возрастало по сравнению с потерявшей их апикальной зоной. По мере углубления в расплав содержание этих компонентов постепенно уменьшалось и на некоторой глубине достигало тех же значений, что и в апикальной зоне. Таким образом, апикальная зона — это область быстрого выноса летучих, а глубинная — их истощения. Подапикальная зона является областью подэкранного накопления и кристаллизационного захвата газов и летучих элементов.

Изложенные выше факты позволяют построить модели разных по форме залегания гранитоидных тел и показать зависимость распределения в них избыточного аргона и, следовательно, «кажущихся возрастов» (см. рис. 10). Представляется, что, пользуясь этими моделями, геолог сможет наметить места отбора проб для радиологических исследований. При этом трудно заметить, что эффект удренения за счет избыточного аргона отсутствует в эндоконтактах тела, когда контакт падает под него, т. е. в лежачем боку тела. Близкие значения пробы дают из центральной части тела при отсутствии в нем ксенолитов кровли. Однако в зависимости от формы эрозионного среза могут быть такие случаи, когда центральная часть тела (в плане) будет наиболее высокой в рельефе и наиболее близкой к апикальной зоне. Поэтому всегда необходимо сначала понять, с каким из морфологических типов плутона мы имеем дело и как вскрывается тело рельефом.

Отсутствие избыточного аргона в апофизах акмолитов зон смятия в лежачих боках гранитных тел показывает, что хорошими объектами для калий-аргонового датирования являются кислые эффузивы, как тела, сформированные в обстановке открытой системы.

Мы рассмотрели здесь вопросы радиологии и обусловленное ими геохронологическое датирование, которые касаются особенностей формирования гранитоидных тел, образующихся в верхних горизонтах земной коры в результате локального преобразования субстрата. Специфика этих процессов обуславливает первичное распределение в плутонах как калия, так и продукта его распада — аргона. Иными словами, мы коснулись

здесь лишь прогрессивной стадии процесса гранитообразования и связанной с ним проблемы избыточного аргона как причины удревления аргонного возраста гранитоидов.

Однако гранитоидная порода, будучи когда-то сформированной, подвергается различным преобразованиям, связанным с последующей историей данного участка литосферы. Эти преобразования могут быть как петрологически легко устанавливаемыми, так и незаметными. Тем не менее они приводят породу в новое качественное состояние с отвечающим ему новым соотношением радиоактивных изотопов. В итоге могут быть случаи омоложения радиологического возраста минералов и пород или их удревления.

Омоложение породы или минерала происходило либо в результате удаления дочернего элемента (накопившегося при радиогенном распаде материнского элемента), либо в результате дополнительного накопления материнского элемента. Причины такого смещения радиогенного равновесия могут быть различными. Рассмотрим некоторые случаи из практики калий-аргонного метода датирования.

Прогревание породы в связи с внедрением более молодого магматического тела является одной из наиболее распространенных причин «радиологического омоложения». Прогрев охватывает полосу далеко от контакта, где видимых контактовых изменений в породе не наблюдается. Примеры прогрева на большие расстояния, приводящего к частичному или полному удалению ранее накопленного аргона, рассматривались [78] и другими исследователями. Нами это явление также наблюдалось в разных районах Сибири.

В пробе из гальки диорита в среднекембрийском конгломерате на Салаирском кряже калий-аргоновый метод дал 224 млн. лет (средний триас). При рассмотрении геологической карты выяснилось, что в 200—250 м от места отбора пробы кембрийская толща прорывается достаточно крупным телом диабазов, считающихся девонскими. Возможно, именно его термическое воздействие привело к полному удалению ранее накопленного аргона из гальки диорита. Новый счет времени (накопление аргона) начался после остывания породы. Полученный «аргоновый возраст» свидетельствует о том, что остывание произошло в середине триаса. Это дает основание к пересмотру девонского возраста диабаза. Поскольку подобные диабазы пермо-триасового возраста широко распространены в ближайших районах Кузбасса, данное тело следует отнести к этому комплексу.

В экзоконтакте Аксайского гранитного массива (Алтай) эйфельские кислые эффузивы датируются в 230—260 млн. лет, а граниты — 227—257 млн. лет. «Аргоновый возраст» кислых эффузивов в контакте с Кубадринским гранитным массивом в Курайском хребте составил 251 млн. лет, а в удалении от

него на расстояние около 300—350 м — 376 млн. лет. Ранее этот массив относили к ордовикскому комплексу [56].

Для гранитоидов лебедского комплекса, прорывающих нижнекембрийскую толщу и трансгрессивно перекрытых ордовикскими и среднедевонскими породами, в лабораториях ИГиГ СГАН (Кляровский) и ЗСГУ получены «аргоновые возрасты» в 214, 219, 350, 389 млн. лет, согласно которым они не могут быть древнее среднего девона и моложе среднего триаса. Нами было установлено, что в массивах этого комплекса по зонам милонитизации развиваются дайки сиенит-аплитов, проникающие в отложения среднего девона. Вокруг даек наблюдается интенсивная микроклинизация, постепенно затухающая в удалении. В результате кембрийские зелено-серые эпидотизированные плагиограниты становятся светло-розовыми свежими породами. Этот свежий облик и был причиной того, что по ним были отобраны пробы (в инструкции говорится, что пробы надо брать из наиболее свежих пород), в разной мере микроклинизированные и оттого давшие столь разные, но омоложенные значения возраста.

В этом случае порода претерпела видимое глазом преобразование, тогда как в первых двух этого не наблюдалось. Там действовал только прогрев, а здесь — высокотемпературная метасоматическая микроклинизация. В результате проявления последней в породу привносился дополнительно калий и выносился накопленный аргон.

К омоложению также приводит милонитизация пород, вызывающая механическое вскрытие кристаллических решеток и удаление из них аргона. По мере затухания милонитизации доля удаленного аргона и, как следствие, эффект омоложения радиологического возраста уменьшаются. Так, в мощной тектонической зоне северо-западного простирания, секущей Шапшальский гранитный массив (Восточный Алтай) и уходящей в Каргинскую впадину, были отобраны вкрест ее пробы (табл. 17). «Аргоновый возраст» максимально милонитизированного гранита из центра зоны — 154 млн. лет, что соответствует средне-поздней юре. Геологически это подтверждается тем, что в Каргинской впадине по этой тектонической зоне контактируют юрские отложения с различными палеозойскими породами.

Эффект удревления проявляется не только как следствие первичного кристаллизационного захвата аргона минералами при их кристаллизации, но и при последующих накладывающихся на породу процессах ее изменения. Удревление радиологического возраста до последнего времени считалось явлением более редким, чем омоложение [81]. Имеющиеся данные позволяют не соглашаться с этим выводом. Дело здесь в том, что наблюдаемые в природе явления зонального распределения «аргоновых возрастов» в массивах, увеличение радиологического возраста биотита по сравнению с микроклином в гранитах или

Изменение «аргонового возраста» в пределах зоны милонитизации по гранитам Шапшальского массива

Номер пробы	Тектоническая зона	Расстояние от центра зоны, км	Горная порода	K, %	Ar ⁴⁰ · 10 ⁻⁹ г/г	Ar ⁴⁰ / K ⁴⁰	Вычисленный возраст, млн. лет
308	Главная	0	Милонитизированный гранит	4,38	47,5	0,0089	154
322	»	0,2	То же	4,45	56,0	0,011	188
327	»	0,4	»	3,85	56,0	0,0118	201
324	»	0,6	»	4,16	74,5	0,0147	247
318	Оперяющая	0	»	4,5	66,0	0,012	205
316	»	0,4	»	3,95	58,5	0,0122	207
314	»	0,4	Роговик	2,65	49,0	0,015	204
314a	»	0,4	Милонитизированный гранит	4,03	59,0	0,012	204
321	»	1,2	То же	4,2	64,0	0,0125	212

мусковитом в пегматитовом «занорыше» понимались различно.

Например, удревание краевой гибридной зоны гранитоидных массивов объяснялось усвоением этой зоной аргона из вмещающих пород в процессе их ассимиляции. Такое объяснение не учитывало тот общеизвестный факт, что при нагревании породы (минерала) аргон, как и другие летучие, из нее начинает мигрировать в область меньших температур, а не навстречу прогретателю, задолго до расплавления.

Вторая точка зрения исходит из постулата длительности формирования гранитоидных плутонов. При этом разница в радиологических возрастах краевых и ядерных частей массивов, иногда превышающая 100—150 млн. лет, не смущала исследователей, хотя в этом случае для меловых и тем более палеогеновых гранитов их корневая зона должна быть в состоянии расплава. И расплав должен быть не глубже 7—10 км. Геофизики такие магматические бассейны, как известно, пока не обнаруживают. Дело еще усугубляется и тем, что при определении радиологического возраста отдельно по биотиту (мусковиту) и калиевому полевоому шпату или по породе в целом разница в «аргоновых возрастах» для гранита или пегматитового занорыша зачастую достигает почти таких же значений. Например, по данным Т. П. Семеновой [97], разница в определении «аргонового возраста» пород и биотитов из них (массив Ийсор) составляет 67 млн. лет, а из гранитов Акжайляу — 31 млн. (среднее из 21 анализа по породе и 13 по биотиту). При этом максимальный разброс в последнем случае достигает 80 млн.

лет. С позиции длительности формирования, эквивалентного кристаллизации, можно было бы предполагать более раннюю раскристаллизацию биотита сравнительно с полевыми шпатами на 67—80 млн. лет. И такие соображения высказываются.

Следует заметить, что повышенное значение «аргонового возраста» биотита против возраста, полученного по валу или микроклину, отмечалось многими исследователями из различных районов.

Реже отмечалось другое явление — одинаковое значение аргонового возраста и биотита, и породы. Нами были проведены исследования гранитоидов обоих типов для того, чтобы понять сущность этого явления и ответить на вопрос — почему радиологический возраст биотита обычно больше, чем таковой микроклина или породы в целом? По нашим данным, в большинстве гранитов биотит кристаллизуется позднее таких основных породообразующих калийсодержащих минералов, как плагиоклазы и калиевый полевой шпат. Реже встречаются граниты с иной схемой кристаллизации, когда формирование биотита предшествует микроклину. В этом последнем случае «аргоновый возраст» биотита тождествен или очень близок таковому, но полученному по породе. В первом же, наиболее распространенном случае, биотит дает большее значение «аргонового возраста».

Было также замечено, что биотиты и особенно мусковиты из пегматитовых занорышей в граните обычно дают еще более древний возраст. Эти данные, достаточно широко известные из литературы, объяснялись свойствами кристаллических решеток минералов, в одном случае крепко удерживающих аргон (амфиболы, слюды), в другом легко теряющих его (калиевые полевые шпаты). Проводились многочисленные опыты по определению энергии активации аргона из этих минералов.

Отсюда и делался практический вывод о предпочтительности определения возраста по биотиту, как «более надежному геохронологическому информатору».

Посмотрим, однако, на это явление не с позиции прочности кристаллических решеток, а исходя из положений о кристаллизации расплавов. Общеизвестно, что по мере выпадения минералов из расплава, имеющего в своем составе летучие, концентрация последних в остаточном расплаве возрастает. Отсюда понятно, почему минералы поздней стадии кристаллизации всегда обогащены летучими компонентами (и связанными с ними ЭПГ), в том числе аргоном и гелием. Но эти благородные газы, некогда мобилизованные из гранитизирующегося субстрата, войдя в решетку, не станут в ней продуктом распада собственного калия этой слюды, а будут в позиции избыточных, то есть продуктом кристаллического захвата.

Доля избыточного аргона и гелия в минералах будет убывать в порядке последовательности их кристаллизации от

поздних к ранним. Если учесть тот факт, что содержание биотита в породе обычно не превышает 5—6% и что именно он является основным концентратом избыточного аргона, становится ясным, что предпочтительное отношение геохронологов к биотиту необоснованно.

Отсюда также возникает вопрос: почему же возраст этого минерала принимается как более достоверный, а возраст породы в целом или микроклина, в которых доля избыточного аргона несравнимо меньше, считается омоложенным? Не правильнее ли говорить об удревнении возраста биотита?

Из вышеприведенного следует особо подчеркнуть тот факт, что разброс «аргоновых возрастов» как в пределах всего объема магматического тела (зональность, обусловленная первичным распределением аргона в расплаве), так и между его минеральными составляющими, отобранными практически из одной точки (фактор последовательности кристаллизации минералов и кристаллизационный захват аргона), позволяет подходить к объяснению этого явления с самых различных позиций. Однако учет геологических и петрологических данных, как мы полагаем, должен решительно сократить число возможных объяснений в различии данных «аргонового возраста» и тем самым приблизить нас к пониманию действительных закономерностей геологических явлений.

Альбитизация пород, в частности гранитов, приводит к выносу из них калия и, очевидно, аргона. Однако в ряде случаев отмечалось преобладание выноса калия над аргоном, что приводило к удревнению возраста. Возможен, по-видимому, и противоположный исход, когда процесс более высокотемпературен.

Наиболее разительно эффект удревнения радиологического возраста устанавливается в продуктах перекристаллизации амфиболов, пироксенов и оливина в процессе превращения порфиритов, диабазов или граувакк в амфиболиты. Это уже достаточно широко известное среди радиологов явление [19, 43, 32, 76] объясняется особенностями кристаллической структуры, благоприятной для вхождения в них аргона в процессе перекристаллизации этих минералов, а также отсутствием или очень низким содержанием в них структурного калия. Так, Е. И. Гамильтон [32] приводит данные Харта и Додда, определивших «аргоновый возраст» пироксена из скарна в амфиболите в 10,4 млрд. лет, при содержании в нем калия 0,00868%. Говорить об «истинном возрасте» в данном случае не приходится, поскольку он более чем в два раза больше возраста Земли. Но вот когда подобный же захват аргона приводит к удревнению радиологического возраста минералов до 1—2 млрд. лет, сплошь и рядом такие «аргоновые возрасты» принимаются как «истинные».

Например, в гнейсогранитах и гнейсах Томского выступа (Кузнецкий Алатау) встречаются останцы порфиритов, превра-

ценных в амфиболиты. Геологи, картирующие эти участки, считают, что амфиболитизация произошла синхронно с гранитизацией субстрата, включавшего порфириты. Многочисленные «аргоновые возрасты» гнейсов и их биотитов, отвечающие пермокарбону, по нашему мнению, свидетельствуют о том, что гранитизация произошла в период пермокарбоневой региональной тектоно-магматической активизации региона. «Аргоновый» же возраст амфиболов из амфиболитовых ксенолитов составляет 0,9—1,2 млрд. лет.

Ряд геологов интерпретируют последние значения возраста как возраст гранитизированной толщи, то есть ставят его в положение реликтового. Это позволяет им выделять глубокий гранито-гнейсовый докембрий, исключив из внимания возможность такого твердо установленного явления, как интенсивный захват избыточного аргона амфиболами и пироксенами в процессе метаморфизма и гранитизации, что неминуемо приводит к увеличению радиологического возраста, особенно значительному для минералов, не содержащих структурного калия. Такого рода построения любопытны тем, что их авторы не хотят понять различие между возрастом гранитизации и возрастом гранитизирующихся пород. Впрочем так было более 25 лет назад и с «археем» Иртышской зоны смятия, пока здесь в гнейсах не обнаружили фауну карбона.

Гипергенные процессы также приводят к существенному нарушению изотопного равновесия в минерале и породе. Так, известно, что при хлоритизации биотита происходит замещение калия аксонием. При этом из решетки уходит не только калий, но и аргон. Однако в одном случае пропорции между тем и другим не нарушаются, а в другом преобладает уход калия. В первом случае никакого изменения «аргонового возраста» не произойдет, во втором будет наблюдаться эффект удревления.

Приведем результаты изучения в разной мере хлоритизированного биотита из Тургундинского массива (табл. 18).

Из табл. 18 видно, что при увеличении степени хлоритизации от 10 до 50% содержание калия уменьшилось в 2,6 раза,

Таблица 18

Зависимость радиологического возраста биотита от степени его хлоритизации (Тургундинский массив, Горный Алтай)

Номер пробы	Хлоритизация, %	Навеска, г	Содержание		Вычисленный возраст, млн. лет
			К, %	Ar ⁴⁰ , мм ³ /г	
648	10	5,7617	6,78	0,0491	181
636	34	2,6982	4,39	0,0545	300
645	50	3,8227	2,58	0,0369	342

а аргона — менее чем в два раза. Равновесие сместилось в сторону аргона, что и привело к удревнению возраста [9]. Аналогичные данные находим мы у Г. Д. Афанасьева [18], приводящего, кроме того, подобные же результаты исследований Голдича и Гаста.

Отмеченные выше факты и их истолкование позволяют заключить, что отбор проб на радиологический анализ следует производить обдуманно, с учетом геологических данных, с предварительным изучением породы (минерала) под микроскопом. При проведении опробования мы рекомендуем пользоваться моделями распределения «аргоновых возрастов» в зависимости от морфологии гранитоидных тел и с учетом последующих изменений слагающих их пород.

Следует подчеркнуть, что нельзя ограничиваться одной единственной пробой для того, чтобы решить вопрос о возрасте гранитоидного массива. Вместе с тем серия из 4—5 проб, расположенных рационально, с учетом выше приведенных моделей, позволяет не только понять, в какой части кривой (см. рис. 10) мы будем иметь «аргоновый возраст», наиболее близкий к времени формирования горных пород, но и выявить важные превращения, произошедшие с породой. Только полная увязка между собой данных геологии, петрографии, геохимии и радиологии позволяет правильно проинтерпретировать не сходящиеся радиологические данные и на их основе «проникнуть» в сущность петрологических процессов, иногда скрытых для традиционных методов исследований.

Глава IV

ПРИМЕРЫ ПРАКТИЧЕСКОГО РЕШЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ЗАДАЧ МАГМАТИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

Применение геохимических методов исследования гранитоидных пород во многом сокращает круг трудно решаемых вопросов. В основе предлагаемого пути, как мы показали, лежит явление вертикальной петрогеохимической зональности (ВПГЗ). Повсеместно проявляясь как закономерность распределения петрогенных и акцессорных элементов в гранитоидных телах, ВПГЗ позволяет моделировать не только распределение вещества, но и соответствующие физические свойства его. И использовать эффекты, обязанные определенным свойствам вещества, столь же естественно, сколь и необходимо. Однако не все свойства пригодны как универсальные для решения многих и разнообразных задач магматической геологии.

Например, магнитность гранитоидных пород в основном зависит от состава гранитизирующегося субстрата и, таким об-

разом, является своеобразным показателем степени его унаследованности. Понятно, что синхронно проявляющаяся гранитизация в алюмо-кремниевой или магнезиально-железистой среде создаст гранитоиды в разной мере магнитные. Следовательно, магнитность непригодна в качестве критерия расчленения гранитоидных тел на комплексы. В то же время их радиоактивность не обуславливается составом среды и потому это свойство может быть использовано как критерий для расчленения.

Вместе с тем как магнитность, так и радиоактивность могут быть применены для установления форм залегания плутонов.

Переход к использованию физических свойств взамен выявления закономерностей распределения ЭПГ и ЭОГ в гранитоидных телах оправдан прежде всего экономичностью. В районах с достаточно хорошей обнаженностью, по которым имеются карты аэромагнитной и радиометрической съемки (выполненной способом, при котором высота полета над поверхностью выдерживается постоянной), анализ физических полей гранитоидных плутонов позволяет решать многие из стоящих перед геологом вопросов.

Столь же экономичнее и быстрее сделать маршрутные пересечения тела с радиометром, фиксируя замеры радиоактивности, положение на карте и абсолютную высоту точек наблюдений, чем ждать результаты анализа проб. И только при отсутствии карт физических полей и радиометра те же самые вопросы можно решить на базе распределения петрогенных и акцессорных элементов.

Определение формы залегания гранитоидных тел

Графики распределения ЭПГ и ЭОГ по 2—3 профилям вкрест длинной оси гранитного тела в подавляющем большинстве случаев будут соответственно эквивалентны графикам радиоактивности и магнитности (рис. 11).

Разные по форме залегания тела, как видно из рис. 11, отличаются и графиками. При этом нужно иметь в виду, что в природе мы редко встречаемся как с идеально горизонтальным срезом, так и с простой формой поверхности моноблока. Поэтому графики будут несколько отличаться от идеализированных. Однако если построить действительный профиль массива, а над ним расположить графики ЭПГ и ЭОГ, то форма залегания тела будет понятна.

Очевидно, что характер графиков будет изменяться по мере углубления эрозионного среза, что мы и показали для случая его горизонтальности (рис. 12).

Примеры использования этого метода были более детально рассмотрены ранее [3, 6].

**Вычисление разницы
в глубине эрозионного среза
одновозрастных гранитоидных массивов,
залегающих в одной структуре**

В качестве объектов сравнения взяты Карасукский и Чиктинский массивы пермских гранитоидов из Южно-Чуйских белков Горного Алтая.

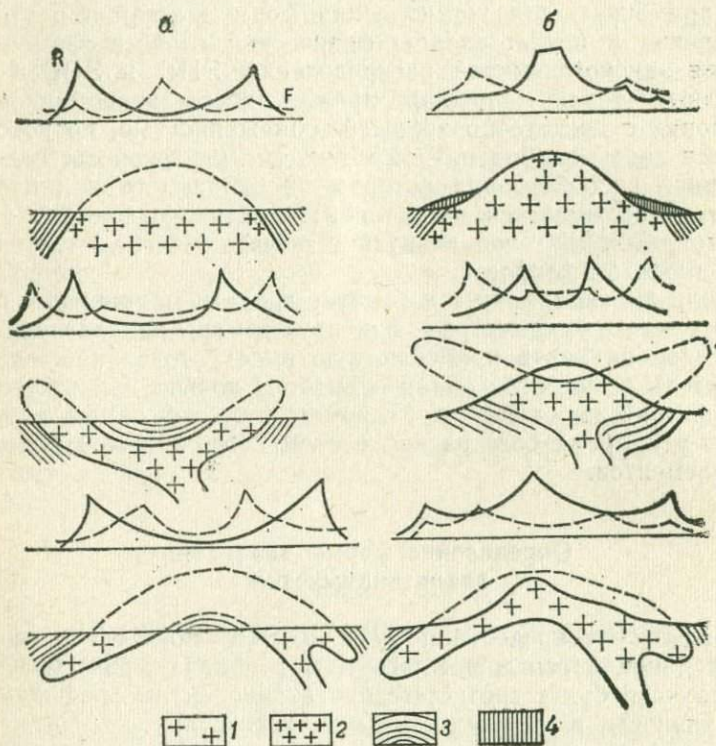


Рис. 11. Влияние эрозионной поверхности на графики распределения ЭПГ (R) и ЭОГ (F) в гранитоидных массивах [12].

a — поверхность горизонтальная; *b* — поверхность монодочного рельефа.
1 — граниты главной фации; 2 — граниты апикальной и краевой зон; 3 — вмещающие породы; 4 — шлейф осыпей

Массивы далеко отстоят друг от друга, но объединены общим ореолом метаморфизма, в котором, кроме них, наблюдается несколько небольших гранитоидных тел. Карасукский массив имеет площадь 70 км², Чиктинский 0,5 км². Первый сложен порфировидными биотитовыми (с турмалином в краевых частях), а второй — среднезернистыми турмалин-мусковитовыми гранитами. Представляется, что выходы гранитов яв-

ляются отдельными апофизами одного крупного тела, вскрытого на разную глубину. При этом Карасукский массив эродирован глубже Чиктинского. Долинами Карасукский массив вскрыт по вертикали на 1400 м, что позволило сделать три повысотных сечения с интервалом в 400 м. Чиктинский шток

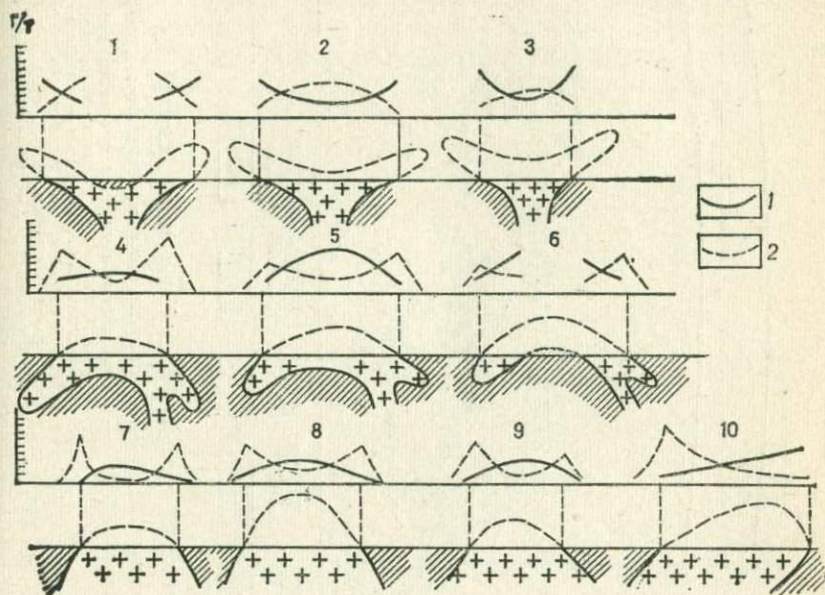


Рис. 12. Графики распределения ЭОГ (1) и ЭПГ (2) в гранитоидных телах разной формы залегания и их изменение по мере углубления эрозионного среза [12].

1—3 — лополит; 4—6 — лакколлит; 7—9 — шток; 10 — пластовая залежь. Крестик — граниты; штриховка — вмещающие породы; пунктир — реставрированная кровля гранитоидного тела

вскрыт по вертикали всего на 100—120 м, то есть практически в одном сечении, предположительно располагающемся над верхним срезом Карасукского массива (рис. 13).

Сопоставление содержания петрогенных окислов (см. табл. 10) подтверждает это предположение. В Чиктинском штоке увеличено содержание кремнекислоты (ЭПГ) и заметно уменьшено содержание ЭОГ — титана, железа, магния, марганца, кальция, фосфора. Содержание щелочей близко к таковому Карасукского массива, что является, казалось бы, противоестественным. Однако положение штока в зоне смятия и наличие в его экзоконтакте мощного альбит-скаполитового штокверка показывают, что в условиях высокой проницаемости кровли из его апикальной зоны мигрировали совместно с га-лоидами щелочи, отложившиеся в экзоконтакте. Для определения разницы в глубине эрозионного среза в данном случае

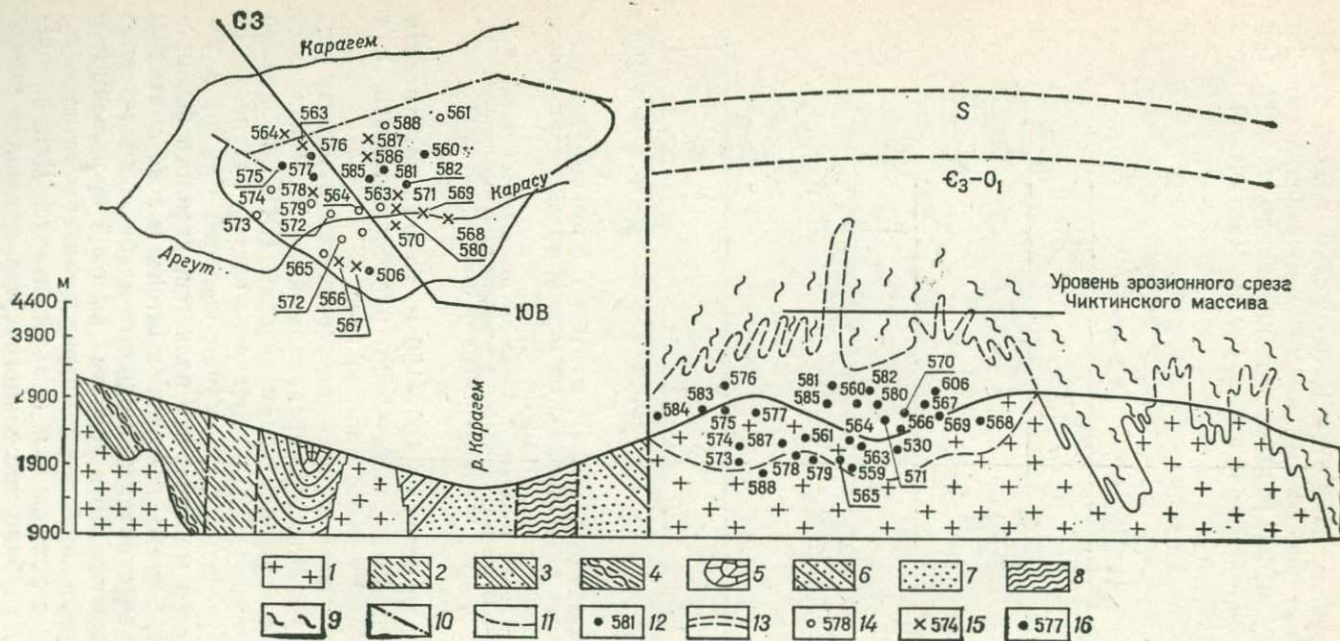


Рис. 13. Схема опробования и геологический разрез через Карасукский массив [12].

1 — граниты; 2 — песчаники, глинисто-хлоритовые сланцы и известняки (D_2^2); 3 — конгломераты, песчаники, глинисто-хлорит-серцитовые сланцы, известняки (D_1); 4 — известковистые песчаники и сланцы, известняки (S_2); 5 — известковистые песчаники и сланцы, известняки (S_1); 6 — известняки, песчаники, глинисто-хлоритовые сланцы (O_3); 7 — конгломераты, песчаники, глинисто-хлорит-серцитовые сланцы, кремнисто-глинистые сланцы (O_{2-3}); 8 — хлоритизированные и серцитизированные флишеидные породы, хлорит-серцитовые сланцы (C_3); 9 — двуслюдяные кристаллические сланцы с гранатом и силлиманитом, биотит-плагноклазовые гнейсы зоны смятия; 10 — разломы; 11 — граница обнаженной части Карасукского массива; 12 — проекция точек отбора проб на плоскости разреза; 13 — предполагаемое положение силурийских и кембро-ордовикских отложений на момент становления массива; 14—16 — точки отбора проб на высотах (14 — 2000—2400 м, 15 — 2400—2800 м, 16 — 2800—3200 м над уровнем моря), показанные на плане опробования

можно воспользоваться содержанием окислов, изменение которых имеет значительную относительную величину (превышающую возможную ошибку анализа). Наиболее пригодными в данном случае являются кремнезем и магnezия. Кроме того, как отмечалось выше, можно использовать отношение основных числовых характеристик А. Н. Заварицкого.

Изменения содержаний SiO_2 и MgO упомянутых отношений на 1 км глубины, полученные по трем срезам Карасукского массива, являются градиентами содержаний.

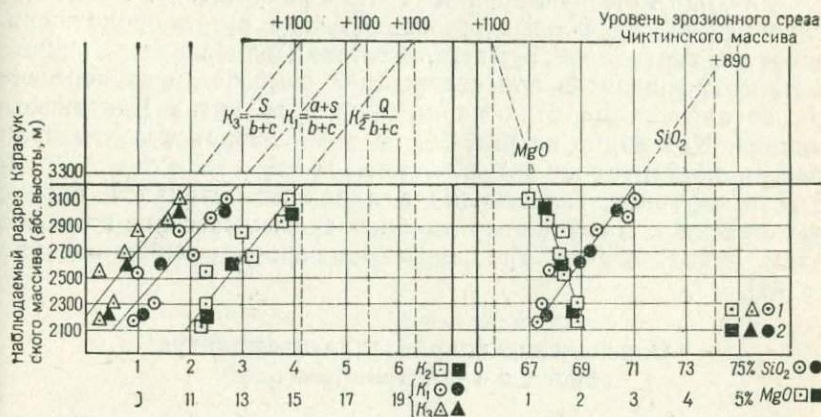


Рис. 14. График изменения содержаний некоторых петрогенных окислов и значений петрогеннохимических коэффициентов в вертикальном разрезе Карасукского и Чиктинского массивов [12].

Значки, залитые черным — усредненные по высотным срезам 2200, 2600, 3000 м; не залитые — средние по промежуточным сечениям

Для того чтобы определить разницу в глубине эрозионных срезов Чиктинского и Карасукского массивов, необходимо сделать простой расчет по формуле

$$h = \frac{X_6 - X_M}{q} \cdot 1000,$$

где h — разница в эрозионном срезе;
 X_6 — значение максимального содержания SiO_2 , MgO или величины одного из отношений;
 X_M — то же, минимального;
 q — градиент изменения данной величины на 1 км.

Так, при расчете по SiO_2 $X_6 = 74,08$ (Чиктинский шток), $X_M = 70,40$ (верхний срез Карасукского массива), $q = \frac{70,40 - 67,5}{800} \times 1000 = 3,6$.

Тогда

$$h = \frac{74,08 - 70,40}{3,6} \cdot 1000 = 1022 \text{ м (см. табл. 10)}.$$

Однако определять разницу в глубинах эрозионных срезов можно и графическим путем (рис. 14). На рисунке показано изменение содержаний SiO_2 и MgO и отношений $(a+S)/(b+c)$, $S/(b+c)$, $Q/(b+c)$ в вертикальном разрезе Карасукского массива. Вертикальный градиент этих коэффициентов, соответствующий отрезку по оси абсцисс для глубины 1000 м (например 2,0 для $Q/(b+c)$), применен к Чиктинскому штоку. Разница в величинах их эрозионных срезов получена путем продолжения в том же вертикальном масштабе линий изменения указанных выше коэффициентов или содержаний окислов до их пересечения со значениями этих параметров в гранитах Чиктинского массива. Как видно из рис. 14, во всех случаях получен практически один и тот же результат — 1100 м.

Для плутонов, залегающих в ядрах антиклиналей, определение разницы в глубине эрозионных срезов массивов возможно путем использования градиента изменения содержаний урана [41].

Определение направления и амплитуд сброса в гранитоидных телах

При разведке месторождений вольфрамо-молибденовых, оловянных и других руд, залегающих в интрузивах, нередко приходится иметь дело с результатами проявления пострудной тектоники, осложняющими разведочные работы. Иногда рудные жилы, распространенные в одном блоке, будучи срезанными разломом, не обнаруживаются во втором блоке. Возникает вопрос: сброс это или взброс? (если это сброс, то имеются шансы найти опустившиеся части рудных тел, а если взброс, то перспективы увеличения запасов за счет второго блока практически исчезают). В граните, в силу отсутствия каких-либо маркирующих структурных элементов, решение вопроса оказывается трудным и обычно сопряжено с увеличением объемов проходки скважин или разведочных выработок. Решение этого вопроса облегчается использованием радиометрических методов [2]. Если разобщенные разломом блоки достаточно хорошо обнажены и имеется возможность проследить изменение радиоактивности в вертикальном направлении на 200—300 м, задача может быть решена на основе использования естественных разрезов или горных выработок (скважин), особенно тогда, когда зона разлома пересечена горизонтальной горной выработкой. В последнем случае гамма-наблюдения по штольне зафиксируют различную радиоактивность разобщенных сбрасывателем блоков (γ_1 , γ_2). Блок с большей радиоактивностью будет опу-

щенным, поскольку радиоактивность в рудоносных гранитах возрастает снизу вверх. Если по скважине, шахте, шурфам или по естественным разрезам удалось установить градиент q изменения радиоактивности с глубиной (на 100 м), то установление амплитуды сброса h вычисляется по формуле

$$h = \frac{\gamma_1 - \gamma_2}{q} 100 \text{ м.}$$

Для решения этой задачи может быть также применено отношение геохимически полярных элементов, например ниобия к ванадию, закономерно уменьшающееся с глубиной. Этот способ был применен на массиве Ортау в Центральном Казахстане. В результате автор отмечает, что «по величине отношения Nb/V установлено, что граниты отдельных структурных блоков эродированы неодинаково» [47].

Оба способа достаточно проверены на гранитных массивах, залегающих в алюмо-кремниевых средах, и могут быть рекомендованы для практического применения. Этим же методом можно решать задачу по определению разницы в глубине эрозионных срезов массивов одной фации глубинности [41].

Разделение гранитоидных тел по фации глубинности методом радиоактивного градиента

Рассматривая вопрос петрогеохимической зональности, мы определили понятие геохимического градиента и показали его изменение в ряду плутонов разной фации глубинности. Ниже разбирается применение этого же принципа с использованием градиента радиоактивности.

Радиоактивность уменьшается в каждом гранитном теле сверху вниз. То же самое наблюдается при переходе от массивов близповерхностных к глубинным. Величина градиента радиоактивности уменьшается в этом же направлении. Иными словами, чем больше глубина формирования тела, тем меньше радиоактивность его апикальной зоны и больше равномерность распределения радиоактивных элементов. Схематически это показано на рисунке 15. Угол α уменьшается от гипабиссальных к абиссальным телам, что соответствует уменьшению градиента радиоактивности и увеличению равномерности распределения радиоактивных элементов.

Из этой схемы могут быть сделаны следующие выводы:

а) разновозрастные массивы гранитов, одинаковые по фации глубинности и глубине эрозионного среза, имеют одинаковую радиоактивность апикальной зоны и равные градиенты радиоактивности (углы α);

б) разновозрастные разноглубинные массивы отличаются значением радиоактивности апикальной зоны и градиентом;

в) массивы, сформировавшиеся на одинаковой глубине, но различающиеся по глубине эрозионного среза, имеют одинаковый градиент радиоактивности, но различаются по значению радиоактивности краевых и ядерных зон.

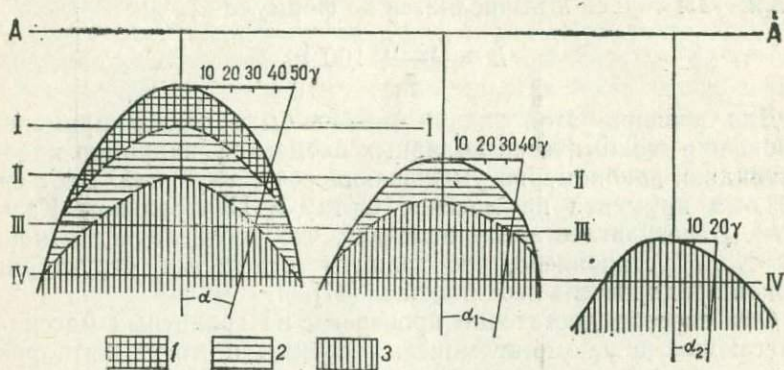


Рис. 15. Схема изменения градиента радиоактивности гранитных массивов разных фаций глубинности [12].

1—3 — граниты (1 — аплитовидные, 2 — порфиroidные, 3 — равнозернистые).
I—IV — различные эрозионные срезы; А—А — дневная поверхность на момент становления; γ — значение гамма-радиоактивности апикальных частей массива; α , α_1 , α_2 — угол между линией изменения радиоактивности и вертикалью

Геохимическое различие фазовых и фациальных отношений пород в массивах

Аплитовидные граниты и гранит-порфиры в гранитных телах занимают положение либо апикальной, или краевой субфациальной, зоны, либо секущих даек, или штокообразных тел, являясь по отношению к вмещающим их гранитам фазами внедрения.

В хорошо обнаженных массивах соотношение этих пород выявляется достаточно уверенно и потому не возникает сомнений относительно их фациальной или фазовой природы. В закрытых районах, где удастся наблюдать лишь небольшие обнаженные участки, дело осложняется и отнесение этих пород в ту или иную группу будет зависеть от субъективного решения наблюдателя. Однако и в подобных случаях характер пород может быть установлен достаточно определенно на основе геохимических данных.

Аплитовидные граниты и гранит-порфиры в положении апикальной и краевой субфациальной зоны всегда наиболее обогащены ЭПГ и более радиоактивны, нежели граниты главной фации, обычно представленной порфиroidными крупнозернистыми гранитами. В то же время подобные аплитовидные граниты и гранит-порфиры в случае принадлежности их к одной

из фаз внедрения содержат ЭПГ в меньших количествах и менее радиоактивны по сравнению с породами главной фации.

На основе этой закономерности согласно результатам радиометрических измерений уже в поле можно правильно отнести эти породы либо к фации (более радиоактивны по сравнению с породой главной фации), либо к фазе (менее радиоактивны).

Оценка перспектив рудоносности гранитоидов

С гранитами связан довольно широкий спектр металлов, но главнейшими из них являются вольфрам, молибден, олово, с щелочными гранитами — редкоземельная и редкометальная минерализация.

По генетическому признаку выделяются скарновые, гидротермальные, жильные, грейзеновые и пегматитовые типы минерализации.

Продуктивность гранитоидных плутонов независимо от их формационной принадлежности в основном определяется глубиной их становления. Известно [99], что подавляющее большинство промышленных вольфрамовых и оловянных месторождений связано с интрузивными гипабиссальными фациями гранитоидов.

Рудоносные, в частности вольфрамоносные, граниты гипабиссальной фации обычно представляют собой куполовидные поднятия и апофизы глубже расположенных крупных мезоабиссальных тел, чем и объясняется их высокая продуктивность, не сопоставимая с их малым объемом. В то же время среднеглубинные крупные плутоны — батолиты магматического замещения в номенклатуре Ю. А. Кузнецова [59], обычно сопровождаются многочисленными, но мелкими месторождениями, не имеющими промышленного значения, а абиссальная фация глубинности гранитоидов на указанные металлы вообще практически безрудна.

«Гранитоидные батолиты не приурочены к какому-то определенному этапу в развитии подвижных зон», ...«не связаны с эффузивным магматизмом», ...«являются послескладчатыми и явно связаны с крупными разломами в достаточной жестких структурах» [58, с. 33—34].

Именно этой позицией мы склонны объяснить исключительное разнообразие тектонических структур и структурно-формационных обстановок, в которых залегают гранитоидные тела и, как показала М. М. Павилайтис [81], находятся вольфрамовые месторождения.

Будучи причинно связанными с глубинными разломами, поражающими одновременно различные структурно-формационные зоны и блоки с разной предшествующей историей и типом развития, гранитоидные плутоны являют собой тела сквозь-структурные. Они формируются в периоды заложения глубин-

ных разломов и тектоно-магматической активизации, развивающейся уже в жестких структурах [76].

Поэтому представляется, что гранитообразование и связанный с ним рудогенез в различных структурно-вещественных обстановках будут проходить своеобразно, но не будут предопределяться этими обстановками. В различных по своему формационному набору и тектоническому плану районах и в зависимости от этого будут в одном случае наблюдаться одни генетические и минеральные типы вольфрамового или оловянного оруденения, в других — другие. Но ведущий тип оруденения, скажем, вольфрамового, во всех случаях будет предопределен геохимической природой гранитообразующего процесса и временем его проявления.

Очевидно, не беспричинно проявляются временная металлогеническая направленность и масштабность промышленного вольфрамового, оловянного и редкометального оруденений, связанных с гранитоидами. По данным М. М. Павилайтис [81], например, из всех мировых ресурсов вольфрама на долю докембрийских месторождений приходится всего 1%, на верхнепалеозойские — 20%, мезозойские — около 60%. Столь же общеизвестно, что основные запасы олова связаны с мезозойскими и палеогеновыми гранитоидами. Это обстоятельство позволяет вслед за Ю. А. Билибиным [24], С. С. Смирновым [99] утверждать, что существуют эпохи преимущественного развития гранитоидов с ведущими металлами, определяющими их металлогеническую специализацию.

Поэтому при оценке перспектив рудоносности одной из первостепенных задач является расчленение гранитоидов на разновозрастные комплексы, второй — выделение из перспективных по времени гранитов гипабиссальной фации глубинности, третьей — разделение гипабиссальных тел по глубине эрозионных срезов и по структурным условиям становления.

Если глубина эрозионных срезов определяет степень сохранности оруденения эндо- и экзоконтактных зон, то структурные условия предопределяют место формирования наиболее интенсивного оруденения в пространстве (в экзо- или эндоконтакте массива).

При наличии карты аэрогаммасъемки гипабиссальные тела легко выделяются среди других более крупных тел наиболее интенсивными гамма-полями с зональным строением. Так, для пермских рудоносных гипабиссальных тел в Горном и Рудном Алтае радиоактивность краевых зон достигает 25—30 гамм. На общем фоне зонального гамма-поля рудные участки выделяются часто еще более высокими значениями, контуры которых нарушают общую закономерность гамма-поля.

Показателем малой глубинности эрозионного среза тел рудоносных гранитов являются большие значения отношений в них ниобия к ванадию, калия к магнию, иттербия к кобальту. Для

Таблица 19

Отношение содержания некоторых элементов в ряду фаций глубинности гранитоидов Алтая

Фация глубинности	K ₂ O:MgO	Nb:Y	Yb:Co
Гипабиссальная	15	3	3
Мезоабиссальная	4	0,4	1
Абиссальная	2	0,3	0,3

гранитов, несущих промышленное вольфрамовое оруденение, в Горном Алтае отношение ниобия к ванадию в среднем не опускается ниже 2,5, существенно изменяясь по вертикали в пределах первых сотен метров. Так, в Тоштузекском массиве это отношение в гранит-порфирах апикальной зоны равно 12,4, в промежуточной (на 300 м глубже) — 4,1, а глубинной (еще на 300 м ниже) — 1.

Столь же направленно меняются отношения геохимически полярных элементов и в гранитоидах разных фаций глубинности (табл. 19).

Структурные условия становления определяют проявление металлогенической специализации гранитоидных тел и место локализации главной массы оруденения.

Опыт исследования гранитов Алтае-Саянской складчатой области показывает, что в случае, когда гипабиссальные тела располагаются цепочками и подчинены разломам, в них не проявляется металлогеническая специализация (увеличение содержания рудного металла против кларка), а оруденение располагается в экзоконтакте. Создаются минерализованные зоны с медно-висмут-кобальт-вольфрамовым оруденением, в которых вольфрам связан в форме шеелита.

Когда же подобные тела гипабиссальных гранитоидов залегают в ядрах антиклиналей, под экраном кислых эффузивов или глинистых сланцев, в них четко проявляется металлогеническая специализация, а оруденение располагается в эндозоне и лишь изредка и недалеко уходит в экзоконтакт. Создаются кварцевые жилы с вольфрамитом, молибденитом и небольшой примесью сульфидов меди, реже свинца.

В первом случае, при изучении распределения вольфрама в объеме плутона, установлено, что зона с пониженным содержанием вольфрама захватывает верхнюю его часть, а на более глубоких горизонтах его содержание увеличивается.

Во втором случае максимальные содержания вольфрама соответствуют апикальной зоне. Отсюда правомерно полагать, что в обстановке достаточно открытой системы, создающейся в разломе, вольфрам и другие ЭПГ из апикальной зоны мигрировали в экзоконтакт совместно с летучими. Раскристаллизовавшись, апикальная зона изолировала глубже расположенный расплав от газопроводящих структур кровли, и под ней стали накапливаться все те ЭПГ, которые еще оставались в расплаве.

Подсчет количества вольфрама, мигрировавшего в экзоконтакт (по перепаду содержаний вольфрама в апикальной и промежуточной зонах), показывает, что объем апикальной субфации обеспечивает формирование нескольких уникальных по запасам месторождений. Карбонатный цемент алевросланцев и песчаников в данном случае обеспечил необходимое количество кальция, чтобы связать анион вольфрамовой кислоты в форме шеелита. Кобальт и медь не связаны с вольфрамом общностью источника [15].

Приведенный пример, являясь не единственным, позволяет высказать соображение о том, что металлогеническая специализация проявляется в гранитах при благоприятных структурных условиях и может быть поисковым критерием лишь для поисков месторождений эндозоны. Ее отсутствие вовсе не говорит о бесперспективности гранитов, а указывает лишь на отсутствие перспектив оруденения в их пределах. В этом случае оруденение надлежит искать в экзоконтакте в доинтрузивных тектонических зонах, обычно оперяющих крупные разломы.

Выделение возрастных комплексов гранитоидов по их радиоактивности и геохимическим особенностям

Факт увеличения содержания радиоактивных элементов в гранитоидах от древних к молодым в настоящее время общеизвестен. Многочисленные исследования, проведенные за последние 25 лет, подтверждают эту последовательность для всех континентов Земли и различных районов Советского Союза. На этом фактическом материале базируются представления о накоплении радиоактивных элементов в верхних горизонтах земной коры и тектоническая радиомиграционная гипотеза В. В. Белоусова. Однако в практике геологосъемочных работ, в процессе которых происходит расчленение гранитоидных плутонов на комплексы, эта удивительная закономерность чаще всего не учитывается. Ясно, что здесь мы упускаем легкодоступное и экономичное средство корреляции гранитоидных пород.

Например, на основании многолетних исследований в Северной Киргизии С. Д. Туровский констатирует: «Радиоактивность варисских пород выше радиоактивности пород каледонской и допалеозойской эпох». И далее он утверждает, что «отмеченные особенности в распределении урана и тория в разновозрастных магматических циклах, а также в породах одной тектоно-магматической эпохи, но разновозрастных фаз и этапов, достаточно своеобразны и могут служить критерием для возрастной корреляции интрузивных образований Северной Киргизии» [102, с. 35]. Обобщение материалов по распределению урана в магматических породах, проведенное геологической службой США, при-

вело авторов к выводу: «Во всех исследованных сериях, в которых фракционную кристаллизацию можно считать основным фактором дифференциации, тенденции к изменению содержания аналогичны: ураном обогащены более молодые породы, обычно богатые SiO_2 и K_2O и бедные CaO и MgO » [61, с. 71]. Общие закономерности распределения и геохимии радиоактивных элементов рассмотрены в [100].

В работе, посвященной изучению радиоактивных элементов в сериях пород Кавказа с параллельным определением их радиологического возраста, авторы отмечают: «Анализ приведенной диаграммы показывает, что суммарное содержание урана и тория в изверженных породах гранитоидного состава от нижнепалеозойских до верхнетретичных имеет довольно ясную общую тенденцию роста, но при этом нужно оговориться, что кайнозойская группа пород, для которой такое увеличение особенно заметно, представлена фациями сравнительно близповерхностными» [17, с. 24].

В докладе на X научной сессии ЗСФ АН СССР в 1956 г. нами отмечалось, что в Западной Сибири наблюдается закономерное уменьшение радиоактивности гранитоидных интрузий от молодых к древним.

Цитированные работы показывают, что закономерности распределения радиоактивных элементов в породах могут существенно облегчить задачу расчленения гранитоидных пород на комплексы. Однако, чтобы не впасть в другую крайность, граничащую с ошибкой, следует иметь в виду следующие обстоятельства.

Уран, будучи исключительно высокоподвижным элементом в магматическом процессе, резко обогащает апикальные зоны массивов, то есть подчиняется вертикальной зональности. В качестве примера напомним, что гранит-порфиры апикальной зоны Тоштузекского массива в среднем содержат аксессуарного урана в 7 раз выше, чем биотит-олигоклаз-микроклиновые граниты ядерной части. Столь ошутимое изменение содержаний происходит на расстоянии всего 500—800 м по вертикали.

Среднее содержание аксессуарного урана в абиссальных герцинских гранитоидах Алтая почти в четыре раза ниже, чем в гиабиссальных массивах.

Эти данные показывают, что при недостаточно обдуманном сопоставлении из разновозрастных пород могут быть выделены разновозрастные комплексы. Поэтому необходимо всегда учитывать фактор вертикальной зональности радиоактивных элементов. Вместе с тем при достаточно большом количестве анализов, даже при наличии такого диапазона изменений содержания урана в разных фациях одного комплекса, различия

Средние содержания урана в разновозрастных комплексах гранитоидов западной части Алтае-Саянской складчатой области

Комплекс и массив	Возраст комплекса	К-во анализов	Среднее содержание урана, $n \times 10^{-4}$, %	Автор
Лебедской (садринский), Горная Шория	C_{2-3}	12	1	[5]
Тельбесский, Горная Шория	O—S	104	1,5	Данные Р. С. Журавлева
Герцинский калбинский и змеиногогорский (гранитоидные) Алтай: средние из них	P	86	8	[5]
Яломанская группа	P	37	3	[5]
Мустагский массив, Горная Шория:				
лейкократовые граниты	P	68	6,2	Данные Р. С. Журавлева
биотитовые граниты	P	28	2	»
Сарлыкский массив, Горная Шория	P	44	7,2	»

разновозрастных комплексов выступают достаточно отчетливо (табл. 20).

Приведенные в табл. 20 данные позволяют провести достаточно отчетливую грань между раннепалеозойскими и герцинскими гранитоидами, хотя в ряде случаев содержание урана в молодых породах опускается до уровня содержания его в древних (мустагские биотитовые граниты). В чем причина таких больших вариаций содержаний урана? Известно, что в участках постмагматической альбитизации или окварцевания содержание урана резко уменьшается. Известна также его легкая выщелачиваемость и переотложение в виде вторичных концентраций совместно с гидроокислами железа, марганца, фосфатами. Нами наблюдались, например, налеты отенита на дендритах марганцевых окислов, покрывающих плоскости трещин отдельности в гранитах и отенитовые корочки на такырах, а также значительные скопления сорбированного урана в зонах окисления анкерит-сидеритовых жил в массивах гранитов. В обоих случаях уран был мобилизован из гранитов в процессе их выветривания.

Таким образом, не исключено, что уменьшение содержаний урана частично связано с его выщелачиванием из породы.

Второй причиной, влияющей на концентрацию урана, является структурная обстановка становления конкретных массивов и фации их глубинности. Так, при становлении плутона в зоне смятия или разлома, уран и другие подвижные элементы легко уходят из расплава вверх. В результате сформировавшийся массив оказывается обедненным акцессорным ураном. Тот же самый расплав, с таким же первичным запасом радиоактивных и редкоземельных элементов, внедрившийся в антиклинальную складку, сложенную слабопроницаемыми породами, даст массив, обогащенный этими элементами. Поэтому при использовании радиоактивных элементов для корреляции гранитоидных массивов необходимо прежде всего расклассифицировать их на группы по структурному принципу, а внутри этих групп разделить на разные подгруппы по глубине становления. Потом же можно провести их сопоставление по радиоактивности.

Сравнивать по радиоактивности с целью корреляции можно только гранитоиды, залегающие в одинаковых структурно-фациальных обстановках. При этом главнейшим условием достижения успеха при подобных исследованиях является достаточное количество радиометрических наблюдений или радиохимических анализов, характеризующих массив как объемное тело. Отдельные анализы или радиометрические наблюдения на случайных точках могут привести к ошибочным решениям.

Для целей расчленения на комплексы как гранитоидных массивов, так и метаморфических толщ могут быть использованы геохимические коэффициенты, вычисленные по данным спектрального анализа. Различия разновозрастных комплексов по геохимическим коэффициентам нами приводились ранее [4, 5].

Геохимический подход существенно облегчает задачу исследователя при отыскании «кровного» родства пород, связанных общностью магматического источника (то есть комагматов). Особенно затруднительно это решается для таких крайних членов серии, как глубинные и излившиеся породы. Исследования, успешно проведенные в данном направлении по Северо-Востоку СССР [93], по Северной Армении, а также работы [90, 95] показывают, что акцессорные элементы и минералы являются надежным критерием не только расчленения разновозрастных (конвергентных) пород, но и выделения родственных пород, имеющих резко отличные внешние признаки. Выявляются вполне определенные сквозные элементы и минералы, которые проходят через всю серию пород, связанных единством происхождения.

Приведенные здесь примеры далеко не исчерпывают многообразия тех задач, которые могут разрешаться на базе геохимических исследований и с учетом вертикальной петрогеохимической зональности.

ФОРМЫ РЕКОМЕНДУЕМОЙ ГРАФИКИ И ДОКУМЕНТАЦИИ

Правильно составленные графики, схемы и рисунки несут в сжатой и компактной форме большой объем информации. К тому же в них ярче выступают черты сходства или различий сравниваемых предметов или явлений, раскрываются те или иные закономерности, а зачастую и причины, их породившие.

1. Геохимические исследования должны начинаться с установления возможностей применяемого метода анализа, воспроизводимости его результатов, чувствительности в сопоставлении с кларками для данного типа пород и средними содержаниями элементов, установленными в районе исследований. Ответ на эти вопросы дает таблица, которая должна быть составлена автором по результатам своих первых исследований. В качестве примера воспроизведем одну из наших (табл. 21).

Имея данные, показанные в табл. 21, исследователь четко осознает меру достоверности своих выводов и правомерность применения данного метода для решения поставленных задач. Сообщив эти данные читателю, он тем самым сразу же отведет возможные, в том числе необоснованные, претензии и снимет многие вопросы, возникающие только потому, что в работе не были сообщены эти необходимые сведения.

2. Графики соотношения тех или иных групп акцессорных элементов (рис. 16) наглядно показывают направленность изменения их содержания (и дисперсий) в фаціальном ряду гранитоидных тел. Они пригодны и для выявления тех же закономерностей для петрогенных окислов (рис. 17).

3. Диаграммы содержаний акцессорных элементов относительно кларков (рис. 18) могут быть построены для разновозрастных срезов одного массива, массивов разной фации глубинности или разновозрастных гранитоидных тел.

4. Векторные диаграммы удобны для сопоставления гранитоидных массивов по акцессорным минералам.

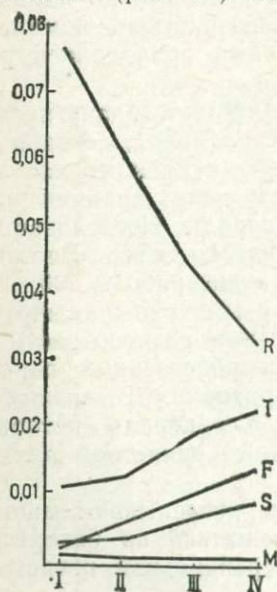


Рис. 16. Соотношение геохимических коэффициентов R, T, F, S, M в гранитоидах разной фации глубинности [12].

1 — алоэффузивные (21 проба); II — гипабиссальные (50 проб); III — мезоабиссальные (111 проб); IV — абиссальные (63 пробы)

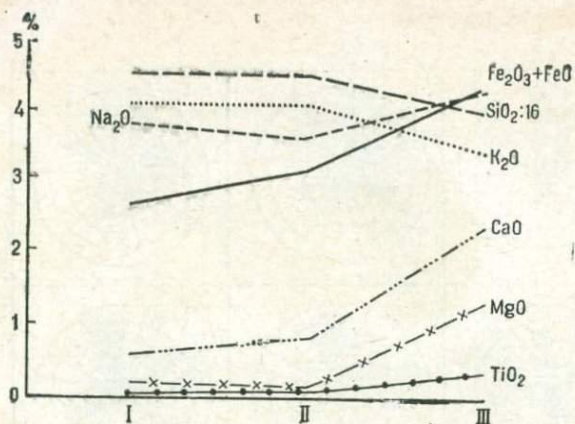


Рис. 17. Средневзвешенные содержания породообразующих окислов в гранитоидах Кольвань-Томской зоны по фациям глубинности.

I — штоки и апикальные выступы батолитов (Кольванский и Барлакский, 12 анализов); II — батолиты (Барлакский и Орловский, 7 анализов); III — акмолиты глубинной фации (Обский массив, 10 анализов; Новосибирский массив, 11 анализов) (По Ю. А. Нурварьевой)

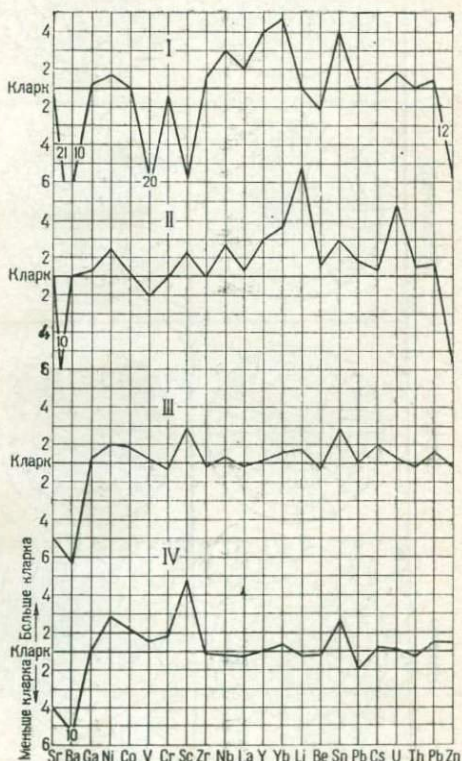


Рис. 18. Содержание аксессуарных элементов в герцинских гранитоидах разной фации глубинности в сравнении с кларком [12].

I — аноэффузивные (21 проба); II — гипабиссальные (50 проб); III — мезоабиссальные (111 проб); IV — абиссальные (63 пробы)

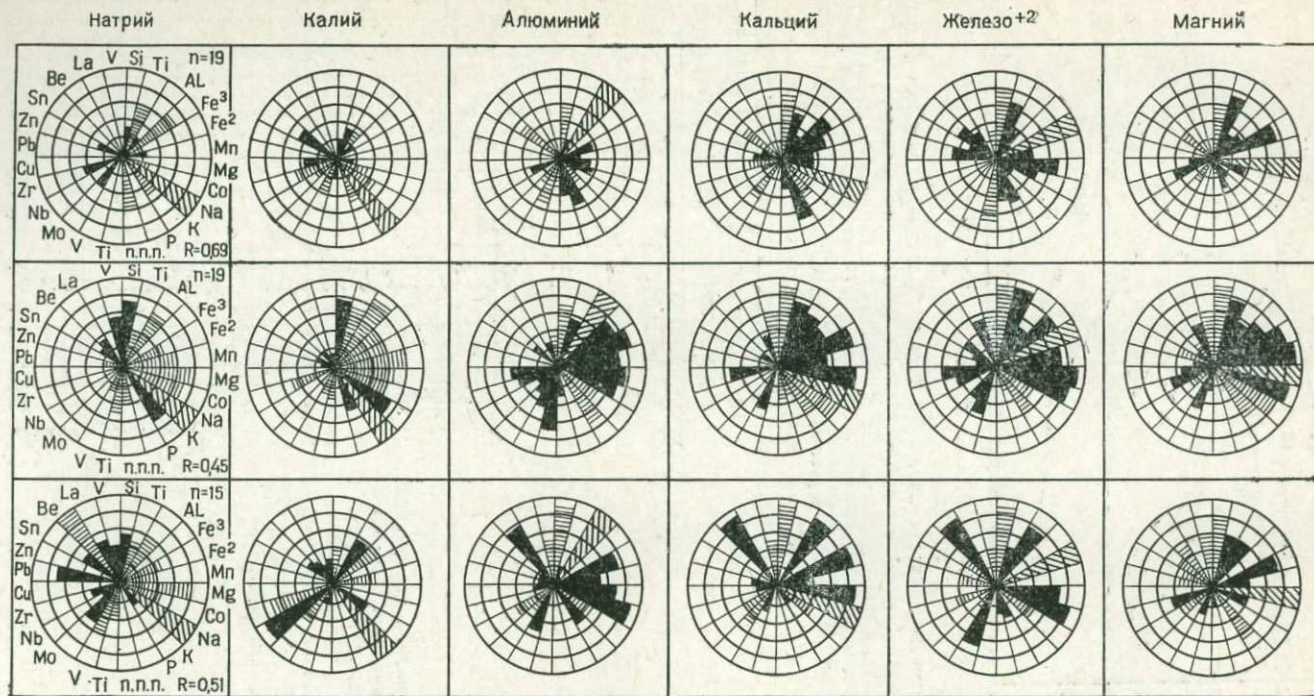


Рис. 19. Диаграмма корреляционных связей химических элементов гранитоидов Алтая [12].

Сверху вниз: гранодиориты и плагнограниты кембрийского Лебедского комплекса Садринского массива; гранодиориты и тонолиты Зменногорского (Яломанского) комплекса (С₃-Р₁) Яломанского массива; граниты Яломанского массива. Достоверные значения корреляции равны 0,69, 0,45 и 0,51 при числе анализов 19, 19, 15 соответственно. Черное — прямые связи, штриховка — обратные. Радиус большого круга соответствует максимальному значению коэффициента корреляции ($r=1,0$)

Таблица 21

Сопоставление чувствительности спектрального анализа средних содержаний акцессорных элементов в гранитоидах района и кларков для кислых пород, по А. В. Виноградову [27], и его воспроизводимость (%) по 250 пробам*

Элемент	Порог чувствительности анализа	Среднее выборочное содержание элемента в породах района	Кларк	Средне-квадратичная ошибка воспроизводимости, %
Барий	0,003	0,0129	0,083	10
Цинк	0,003	0,006	0,006	20
Олово и т. д.	0,0001	0,0008	0,0003	8

* Представляется более наглядно изображать содержания элементов в виде оценок генеральных средних при 5% уровне значимости (прим. ред.).

лам и элементам, средневзвешенному химическому составу и пространственному взаимоотношению слагающих их пород. Небольшое дополнение в виде внешнего кольца позволяет проследить, как влияет состав окружающей среды на уровне становления массива на любой из указанных выше параметров (см. рис. 8).

Способом векторной диаграммы в компактной форме и очень наглядно можно показать характер и силу корреляционной связи элементов сравниваемых массивов или комплексов (рис. 19).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложенные методы решения рассмотренных выше вопросов, естественно, не единственно возможные. Очевидно, можно предложить иные, более совершенные, основанные на привлечении новых методов изучения вещества, новой, более современной аппаратуры. Однако, ориентируясь на основного исполнителя съемки и поисков — геологов-производственников, мы полагаем возможным рекомендовать только то, что доступно каждому из них:

Представляется, например, что систематически опробованная контактовая зона гранитного массива с захватом как эндозоны, так и неизмененных пород экзоконтакта, при достаточной чувствительности и воспроизводимости спектрального анализа, позволяет установить, какие элементы выносились из гранитов во вмещающие породы, а какие из последних двигались в тепловом поле навстречу расплаву и ассимилировались им. И для этого не нужно делать изотопных исследований, хотя они также установят те же явления на более высоком научном уровне и покажут, что и изотопы в этом поле будут дифференцироваться в той же последовательности — тяжелые будут обогащать ближний, а легкие — дальний экзоконтакт.

Кроме того, опыт обобщения разнообразного фактического материала по крупным территориям показывает такую его разнородность и неэквивалентность, что практически свести его вместе не представляется возможным. Причина тому — отсутствие единой общепринятой методики и разный уровень лабораторной базы.

В этих условиях кажется наипервейшей задачей — унификация методики исследований, принципов обобщения и требования к качеству и составу материалов. Мы глубоко убеждены, что если бы удалось в ближайшие годы собрать по единой программе и методике материал по изучению гранитоидных плутонов, то были бы решены многие ныне неясные или спорные вопросы, а эффективность поисковых работ значительно повысилась бы.

Отмечая методический разноряд и явную недостаточность геохимических исследований, С. С. Смирнов писал: «Обещающим представляется систематическое (и по надлежанию выработанной методике взятия проб) определение содержания «малых» элементов в различных породах отдельных магматических комплексов в районах, богатых рудными проявлениями и бедными ими» [99, с. 200].

Несмотря на несомненные большие достижения советской геологической науки, прошедшие годы, как говорят авторы «Методических указаний», не обогатились работами по методике геологической съемки интрузивов [72], в том числе и с применением геохимических исследований. Именно это последнее и позволяет нам надеяться, что предлагаемая работа может быть полезна геологам при съемке и поисках в районах развития гранитоидных плутонов.

Если геологам-производственникам она поможет в практической работе, мы будем считать, что наша задача выполнена. Мы также рады будем получить от них замечания и предложения, которые могли бы быть учтены и разработаны в последующем.

1. *Абдулаев Х. М.* Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. М., Госгеолтехиздат, 1954. 294 с.
2. *Амшинский Н. Н.* Зональность гамма-полей и аксессуарных минералов в гранитоидных массивах Алтая.—«Геология и геофизика», 1960, № 1, с. 38—50.
3. *Амшинский Н. Н.* Зональность радиоактивных элементов и морфология интрузивных тел.—«Труды СНИИГГИМС», 1961, вып. 6, с. 106—109.
4. *Амшинский Н. Н.* Некоторые закономерности распределения аксессуарных элементов в гранитоидах.—«Изв. АН СССР, сер. геол.», 1964, № 2, с. 55—65.
5. *Амшинский Н. Н., Мариич И. В., Молчанов В. И.* Аксессуары гранитоидов Алтая и методика их изучения. М., «Недра», 1964. 176 с.
6. *Амшинский Н. Н.* Методические рекомендации по минералого-геохимическим исследованиям гранитоидных пород при геологическом картировании. Издание 3. Новосибирск, изд. СНИИГГИМС, 1972. 50 с.
7. *Амшинский Н. Н.* Соотношение каледонского и герцинского гранитоидного магматизма Алтае-Саянской складчатой области.—В сб.: «Новые данные по магматизму и рудоносности Алтае-Саянской складчатой области». Новосибирск, 1968, с. 12—16.
8. *Амшинский Н. Н.* Вертикальная петрогеохимическая зональность и ее значение для понимания генезиса, рудоносности и корреляции гранитоидов.—В сб.: «Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области». Новосибирск, 1971, с. 88—93.
9. *Амшинский Н. Н., Ворсин А. Н.* Об избыточном аргоне и удревнении геологического возраста минералов и пород.—«Труды XV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций». М., «Наука», 1970, с. 387—391.
10. *Амшинский Н. Н., Мариич И. В.* Вертикальная петрогеохимическая зональность гранитоидных тел как критерий их рудоносности.—В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. IX. М., 1970, с. 281—294.
11. *Амшинский Н. Н., Мариич И. В.* О возрасте Бреневского комплекса Тувы.—В сб.: «Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской складчатой области». Новосибирск, 1972, с. 60—62.
12. *Амшинский Н. Н.* Вертикальная петрогеохимическая зональность гранитоидных плутонов (на примере Алтая). Новосибирск, Зап.-Сиб. книжн. изд-во, 1973. 200 с.
13. *Амшинский Н. Н.* О геохимически обусловленных и геохимически ложных прямых корреляции элементов.—В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск, 1975, с. 232—236.
14. *Амшинский Н. Н., Дергачев В. Б., Меленевский В. Г.* Геологические аспекты калий-аргонового датирования гранитоидов.—«Труды Зап.-Сиб. отд. всесоюз. минер. общества», вып. I, Новосибирск, 1974, с. 3—19.

15. *Амшинский Н. Н., Козлов А. М.* Новый тип вольфрамового оруденения и его место в структуре Горного Алтая.—«Труды СНИИГИМС», 1974, вып. 196, с. 57—62.

16. *Афанасьев Г. Д.* О роли гранитизации в формировании гранитоидных массивов некоторых складчатых областей.—«Изв. АН СССР, серия геол.», 1951, № 4, с. 5—18.

17. *Афанасьев Г. Д., Цейтлин С. Т.* Предварительные итоги изучения радиоактивности горных пород Северного Кавказа и их значение для некоторых проблем петрологии.—«Изв. АН СССР, серия геол.», 1958, № 3, с. 16—29.

18. *Афанасьев Г. Д.* Некоторые итоги и перспективы исследований по проблеме абсолютного датирования в геологии.—В сб.: «Труды XV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций». М., 1970, с. 5—15.

19. *Афанасьев Г. Д., Гукасян Р. Х., Даштаян Г. Г.* Примеры цифр возраста, согласующихся и не согласующихся по определениям различными методами и по отношению к геологической позиции изучаемого объекта.—В сб.: «Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста». (Труды XVII сессии). М., 1973, с. 3—12.

20. *Афанасьев Г. Д., Зыков Г. И.* Геохронологическая шкала фанерозоя в свете новых значений постоянных распада. М., «Наука», 1975. 100 с.

21. *Баббингтон А. Ф.* Формирование гранитных тел. М., Изд-во иностр. лит., 1963. 108 с.

22. *Баранов В. И.* Радиометрия. М., Изд-во АН СССР, 1955. 327 с.

23. *Беус А. А., Григорян С. В.* Геохимические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. М., «Недра», 1975. 280 с.

24. *Билибин Ю. А.* Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955. 88 с.

25. *Васильковский Н. П.* Учение о геосинклиналиях в свете современной геологии.—В сб.: «Материалы по региональной геологии». Вып. 13. М., 1960, с. 5—56.

26. *Виноградов А. П.* О происхождении вещества земной коры. Сообщение I.—«Геохимия», 1961, № 1, с. 3—29.

27. *Виноградов А. П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.—«Геохимия», 1962, № 7, с. 555—571.

28. *Виноградов А. П.* Зонная плавка как метод изучения некоторых радиальных процессов Земли.—«Геохимия», 1962, № 3, с. 269—270.

29. *Винклер Г., Платен Х.* Экспериментальный метаморфизм и анатексис. Новосибирск, «Наука», 1968. 156 с.

30. *Вопросы петрохимии.* Л., Изд-во ВСЕГЕИ, 1969. 480 с.

31. *Гапеева Г. М.* О характере связи процессов петрогенеза и тектогенеза.—В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М., 1964, с. 21—28.

32. *Гамильтон Е. И.* Прикладная геохронология с главой сравнительной геохимии Л. Х. Аренса. Л., «Недра», 1968. 256 с.

33. *Гаррис М. А.* Первые результаты определения калий-аргоновым методом абсолютного возраста горных пород восточной окраины Русской плат-

формы и Южного Урала.—Труды VI сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций». М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 27—39.

34. *Гендлер В. Е.* О возможности математических методов для изучения некоторых закономерностей при радиологических исследованиях.—«Труды СНИИГИМС», 1967, вып. 44, с. 133—137.

35. *Герлинг Э. К., Яценко М. Л., Варшавская Э. С.* Сравнительное изучение аргонового и стронциевого методов определения абсолютного возраста геологических формаций.—«Труды IX сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций». М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 296—302.

36. *Герлинг Э. К., Пушкарев Ю. Д., Котов Н. В.* Поведение некоторых минералов при нагревании в условиях повышенного давления аргона.—«Изв. АН СССР, серия геол.», 1965, № 11, с. 3—13.

37. *Гоньшакова В. И.* О траппах Ангаро-Илимского района (юго-западная часть Сибирской платформы).—«Труды ИГН, серия петрограф.», 1953, вып. 147, № 43, с. 3—27.

38. *Горжевский Д. И., Козеренко В. Н.* Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., «Недра», 1965. 300 с.

39. *Дворкин-Самарский В. А.* Формации гранитоидов Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1956. 319 с.

40. *Добрецов Г. Л., Добрецов Н. Л.* Возможная геологическая модель магматического процесса.—«Геология и геофизика», 1974, № 5, с. 130—138.

41. *Долгушин С. С., Амшинский Н. Н.* Распределение урана в некоторых гранитоидных интрузивах Алтая.—«Геохимия», 1966, № 9, с. 1081—1086.

42. *Думлер Ф. Л.* Геохимические исследования при крупномасштабной геологической съемке. Л., «Недра», 1975. 36 с.

43. *Жиров К. К., Докучаева В. С., Бобкина К. М.* К геохимии гелия и аргона при автометаморфическом изменении пород Мончегорского плутона.—«Докл. АН СССР», 1972, т. 207, № 5, с. 1216—1219.

44. *Загрузина И. А.* Петрологические особенности и абсолютный возраст мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР.—Автореф. докт. дисс. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1972, 25 с.

45. *Заридзе Г. М.* О проблеме генезиса гранитов.—«Изв. АН СССР, серия геол.», 1952, № 3, с. 139—140.

46. *Заридзе Г. М.* О происхождении Кавказских гранитоидов и их рудосности.— В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., 1955, с. 392—399.

47. *Иванова Э.* Закономерности распределения урана и тория в метасоматически измененных гранитах Акчатауского комплекса массива Ортау (Центральный Казахстан).—Автореф. канд. дисс. Алма-Ата, 1968. 20 с.

48. *Иванова Т. Н.* Закономерности развития раннепалеозойского магматизма в различных структурах Тувы. М., Госгеолтехиздат, 1963. 168 с.

49. *Изох Э. П.* Многофазные магматические серны, их происхождение, отношение к тектонике коры и подкорovým процессам.— В кн.: Докл. сов. геол. Междунар. геол. конгресс, 23 сессия. Пробл. № 2. М., 1968, с. 223—228.

50. Инструкция по организации и производству геологосъемочных работ в масштабах 1:50 000 и 1:25 000. Министерство геологии СССР, 1955. 126 с.

51. Кадик А. А., Хитаров Н. И. Роль естественной конвекции в переносе магматического тепла и вещества.—«Геохимия», 1968, № 6, с. 651—664.

52. Козлов А. М., Амшинский Н. Н., Кузнецов Ю. В. Метод тренда в применении к изучению вертикальной петрогеохимической зональности (на примере Карасукского массива в Горном Алтае).—«Труды СНИИГГИМС», 1973, с. 28—36.

53. Коптев-Дворников В. С. Интрузивы гранитной формации малых глубин, поведение в их породах элементов-примесей и критерии генетических связей рудообразования с ними.— В сб.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», М., 1960, с. 165—194.

54. Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение.— «Изв. АН СССР, серия геол.», 1952, № 2, с. 56.

55. Крылов А. Я., Силин Ю. И., Ловцюс А. В. Аргон-калиевые отношения в различных частях гранитных интрузий.—«Труды VII сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций». М., «Наука», 1960, с. 283—291.

56. Кузнецов В. А. Формационный метод в металлогенических исследованиях.— В сб.: «Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области». Новосибирск, 1966, с. 156.

57. Кузнецов Ю. А. Схема классификации фаций магматических пород.— «Труды Горно-геологического ин-та ЗСФАН», 1949, вып. 5.

58. Кузнецов Ю. А. Об особой роли гранитоидных интрузий в истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области.—«Геология и геофизика», 1960, № 1, с. 21—37.

59. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.

60. Кузнецов Ю. А. О главных формах гранитного магматизма и механизме образования гранитоидных тел.—«Геология и геофизика», 1966, № 6, с. 3—15.

61. Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника.—«Геология и геофизика», 1967, № 10, с. 108—121.

62. Кузнецов Ю. А. Фации магматических пород.— В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. II, М., 1955, с. 645—659.

63. Ларсен Е. С., Фейер Д. Уран в магматической дифференциации. В кн.: Геология атомных сырьевых минералов. М., 1956, с. 53—72.

64. Левинсон-Лессинг. Об основных проблемах петрогенезиса (1910).— Избранные труды. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1949. 511 с.

65. Летников Ф. А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск, «Наука», 1975. 216 с.

66. Любимова Е. А. Тепловые источники происхождения магматических расплавов.—«Труды I междунар. геохимич. конгресса». Т. I. Магматические процессы. М., АН СССР, ГЕОХИ, 1972, с. 170—180.

67. Ляхович В. Н. Акцессорные минералы. Их генезис, состав, классификация и индикаторные признаки. М., «Наука», 1968. 274 с.

68. *Мариш И. В.* К вопросу о возрасте Аксайского массива в Юго-Восточном Алтае.— В сб.: «Материалы по региональной геологии Сибири». М., 1962, вып. 24, с. 170—181.

69. *Махлаев Л. В.* Докембрийская гранитная серия Таймыра и генетические ряды в ее составе. Автореф. докторск. дисс. СО АН СССР, 1974. 54 с.

70. *Менерт К.* Новое о проблеме гранитов. М., Изд-во иностр. лит. 1963. 153 с.

71. *Менерт К.* Магматиты и происхождение гранитов. М., «Мир», 1971. 327 с.

72. *Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000*, вып. 3. Геологическая съемка интрузивных образований. Л., «Недра», 1972. 319 с.

73. *Методические указания по геохимическому картированию при геологосъемочных работах масштаба 1 : 200 000 и 1 : 50 000*. М., Изд-во ГХТ, 1965. Авт. А. А. Беус, С. П. Рогожин и др.

74. *Миловский А. В., Вольнец В. Ф.* О взаимных тенденциях в содержании аргона и азота в породах различной степени метаморфизма.— «Геохимия», 1970, № 9, с. 1118—1121.

75. *Митрофанов Ф. П.* Раннедокембрийские гранитоидные формации. Л., «Наука», 1975.

76. *Михайлов Н. П., Щеглов А. Д.* Магматизм областей тектонической активизации.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М., 1972, с. 45—50.

77. *Монич В. К.* К вопросу о фациях кислых магматических пород Казахстана.— «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1952, вып. 15.

78. *Мурбат С.* Соотношение изотопов в метаморфических породах.— В кн.: Природа метаморфизма. М., 1967, с. 243—278.

79. *Ненашев Н. И.* Время образования изверженных пород в «продольных» и «поперечных» зонах западной части Верхояно-Колымской складчатой области.— «Труды X сессии Комиссии по определ. абсол. возраста геол. форм. М.», Изд-во АН СССР, 1962, с. 252—267.

80. *Осипов М. А.* Интрузивные породы Лениногорского района на Рудном Алтае.— «Труды ИГЕМ», 1962, вып. 79. 184 с.

81. *Павилайтис М. М.* Закономерности размещения и формирования месторождений вольфрама. М., «Наука», 1975. 255 с.

82. *Пейве А. В.* Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами.— «Изв. АН СССР, серия геол.», 1956, № 3, 30 с.

83. *Петров В. П.* Магма и генезис магматических горных пород. М., «Недра», 1972. 135 с.

84. *Полевая Н. И., Спринцзон В. Д., Чернова Н. Н.* Возраст магматических пород юга Дальнего Востока.— «Труды VI сессии Комиссии по определению абсолютного возраста минералов и горных пород». М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 83—106.

85. *Полевая Н. И.* О геологической интерпретации данных радиологических методов.— В сб.: «Материалы к III семинару по методам опред. абсол. возраста минералов и горных пород». Л., 1967, с. 208—225.

86. Половинкина Ю. И., Полевая Н. И., Мурина Г. А. Абсолютный возраст гранитов Украины.—Труды VI сессии Комиссии по опред. абсол. возраста геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 167—181.
87. Поспелов Г. Л. О явлениях магматического замещения в субэффузивной фации и субэффузивных стадиях развития сложных магматических комплексов Западной Сибири.—В сб.: «Докл. советских геологов на XXI междунар. геолог. конгрессе. Проблема гранитоидов». Киев, изд-во АН УССР, 1960, с. 706—709.
88. Поспелов Г. А. Проблемы причинности и явление конвергентной неопределенности в геологии. Современный детерминизм и наука. Т. II. Проблемы детерминизма в естественных науках. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 313—334.
89. Проблемы геохимии. Л., Изд-во ВСЕГЕИ, 1975. 180 с. (гл. редактор А. А. Смыслов).
90. Радиохимические исследования (методические рекомендации). М., 1974. 144 с.
91. Рид Г. Г. Гранитные серии в подвижных поясах.—В кн.: Земная кора. М., 1957, с. 423—446.
92. Родионов Д. А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. М., «Наука», 1964. 102 с.
93. Руб М. Г., Ашихмина Н. А., Магидович Т. С. Акцессорные минералы как один из индикаторов комагматичности и металлогенической специализации эффузивных, субвулканических и интрузивных образований (на примере северо-востока СССР).—В сб.: «Акцессорные минералы и элементы, как критерии комагматичности и металлогенической специализации магматических комплексов». М., 1965, с. 7—38.
94. Руби В. В. Эволюция гидросферы и атмосферы в связи со специальным рассмотрением вероятного состава древней атмосферы.—В кн.: Земная кора. М., 1957, с. 650—671.
95. Рудник В. А. Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии. Л., «Недра», 1975. 416 с.
96. Сандел Э., Гольдич С. Редкие металлы некоторых американских изверженных пород.—В сб.: «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». М., 1952, с. 183—226.
97. Семенова Т. П. Возраст горных пород некоторых районов Казахстана. Алма-Ата, Изд-во КазИМС, 1969. 252 с.
98. Слободской Р. М. Критерии механизма образования гранитоидных плутонов. Новосибирск, «Наука», 1971. 172 с.
99. Смирнов С. С. Некоторые общие вопросы изучения рудных месторождений.—«Избр. труды». М., 1955, с. 187—204.
100. Смыслов А. А. Уран и торий в земной коре. Л., «Недра», 1975. 230 с.
101. Соболев Н. Д. Фации гранитоидов и оруденение.—В кн.: Основные идеи М. А. Усова в геологии. Алма-Ата, 1960, с. 256—265.
102. Туровский С. Д. О методике и значении изучения акцессорных минералов и химических элементов изверженных горных пород. Фрунзе, изд-во АН КиргССР, 1960. 112 с.
103. Толстой М. И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. Киев, «Вища школа», 1976. 224 с.

104. Усов М. А. Фации и фазы интрузивов.— В кн.: Основные идеи М. А. Усова в геологии. Алма-Ата, 1960, с. 25—97.
105. Ферштатер Г. Б., Бородин Н. С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М., «Наука», 1975. 288 с.
106. Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И., Моисеевко Ф. С. Некоторые региональные особенности глубинного строения земной коры территории СССР в свете геофизических данных.— «Геология и геофизика», 1965, № 10, с. 12—21.
107. Черевко А. С. Определение редких и рассеянных элементов в осадочных и изверженных породах.— «Труды СНИИГГИМС», 1967, вып. 46, с. 207—211.
108. Шахов Ф. Н. К вопросу происхождения гранитных магм.— Минер. сборник Львовского геолог. об-ва, 1956, № 10, с. 39—49.
109. Шемякин В. М. Чарнокитоиды раннего докембрия. Л., «Наука»; 1976. 180 с.
110. Шкобзинский В. С. Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов. М., «Наука», 1976. 224 с.
111. Шоу Д. М. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. Л., «Недра», 1969. 208 с.
112. Щерба Г. Н. Геотектоногены и рудные пояса. Алма-Ата, «Наука», 1970. 182 с.
113. Щербаков Ю. Г. Закономерности концентрации рудных элементов в гранитоидах и месторождениях.— В кн.: Проблемы генезиса руд. М., 1964. с. 92—97.
114. Эволюция вещества при ультраметаморфизме. Л., «Наука», 1972. 180 с. Авт.: М. Д. Крылова, И. С. Седова, И. Н. Крылов и др.
115. Эдвардс А. Б. Дифференциация в долеритах Тасмании.— В сб.: «Геология и петрография трапповых формаций». М., 1950, с. 183—243.
116. Ярошевский А. Л. Принцип зонной плавки и его применение при решении некоторых геохимических вопросов.— В кн.: Химия земной коры. Т. 2. М., 1964, с. 53—62.
117. Яценко М. Л., Варшавская Э. С., Горохов Н. М. Об аномальном изотопном составе стронция в минералах из метаморфических пород.— «Геохимия», 1961, № 5, с. 420—425.
118. Яценко М. Л., Мануйлова М. М., Варшавская Э. С. Изучение первичного изотопного отношения Sr^{87}/Sr^{86} в связи с проблемой глубины зарождения магматических очагов.— «Труды IV Всес. петрограф. совещания», ч. 1. М., 1972.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
От редактора	3
Предисловие	6
Глава I. <i>Исходные данные, основные понятия и определения</i>	8
О причинах и способах образования гранитоидов	8
Вертикальная петрогеохимическая зональность	16
Фации глубинности и глубина эрозийных срезов	21
Критерии родства и различия гранитоидных plutонов	32
Глава II. <i>Методика полевых и камеральных работ</i>	36
Представительность проб и опробование массива	36
Прокладка маршрутных ходов	37
Обработка проб	38
Лабораторные исследования	41
Вещественно-геохимическая основа карты гранитоидных комплексов	42
Карта гранитоидных комплексов	47
Математическая обработка результатов исследования	49
Глава III. <i>Геологические аспекты изотопной геохронологии</i>	51
Глава IV. <i>Примеры практического решения различных задач магматической геологии</i>	72
Определение формы залегания гранитоидных тел	73
Вычисление разницы в глубине эрозийного среза разновозрастных гранитоидных массивов, залегающих в одной структуре	74
Определение направления и амплитуд сброса в гранитоидных телах	78
Разделение гранитоидных тел по фации глубинности методом радиоактивного градиента	79
Геохимическое различие фазовых и фациальных отношений пород в массивах	80
Оценка перспектив рудоносности гранитоидов	81
Выделение возрастных комплексов гранитоидов по их радиоактивности и геохимическим особенностям	84
Глава V. <i>Формы рекомендуемой графики и документации</i>	88
Заключение	92
Список литературы	94

Николай Николаевич Амшинский

**МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
ГРАНИТОИДНЫХ ПОРОД ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ
КАРТИРОВАНИИ И ПОИСКАХ**

Редактор издательства *В. И. Макеев*

Обложка художника *Н. С. Коровиной*

Художественный редактор *В. В. Евдокимов*

Технические редакторы *О. А. Болтунова,*

Л. Н. Шиманова

Корректор *Н. И. Меренкова*

Сдано в набор 30.09.77. Подписано в печать 02.06.78.
Т-11222. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага № 2. Гарнитура
литер. Печать высокая. Печ. л. 6,5. Уч.-изд. л. 6,75.
Тираж 1260 экз. Заказ 846/6865-1. Цена 35 коп.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19.

Московская типография № 6 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете Совета Министров СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
109088, Москва, Ж-88, Южнопортовая ул., 24.

**Издательство «Недра» готовит к печати
новые книги**

БЕЛОСТОЦКИЙ И. И. Строение и формирование тектонических покровов. 20 л. 3 р. 19 к.

В книге изложены результаты изучения проблемы шарьяжей и освещено ее современное состояние. Приведено морфолого-кинематическое описание тектонических покровов. Показано, что покровы формируются в сложной динамической обстановке, доказываемая многофазность движения шарьяжей с наложением разновозрастных дислокаций друг на друга и дальнейшими усложнениями геологического строения. Рассматривается проблема тектонического меланжа и различных хаотических структур. Обсуждаются вопросы глубинности формирования шарьяжей и скорости их перемещения. Доказывается, что для физической стороны шарьяжеобразования большое значение имеет резкая прочностная неоднородность одновременно дислоцируемых пород. Подчеркивается роль разрушенных стрессом «некомпетентных» материалов, как тектонических флюидов, способных облегчить перемещение тектонических покровов.

Работа представляет интерес для широкого круга геологов, изучающих вопросы общей тектоники и структурной геологии, а также методики полевых наблюдений при геологической съемке и поисково-разведочных работах.

КОВАЛЕВ А. А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. 18 л. 3 р. 15 к.

В книге приведен краткий обзор развития и современное состояние геотектонической теории, дана характеристика глобальной модели строения и развития литосферной оболочки Земли, описана современная геодинамика литосферных плит, изложены соображения о возможном механизме, управляющем их движением, и фрагменты исторической геологии с позиций тектоники плит. Значительная часть работы посвящена основным структурным элементам земной коры, их классификации, геодинамическим моделям (включая объемные модели) строения и развития этих элементов в процессах образования, перемещения и столкновения литосферных плит.

На примере Зайсанской складчатой системы и Кавказа показаны возможности применения геодинамических моделей при анализе эволюции и глубинного строения отдельных регионов. Суммированы разработанные с помощью геодинамических моделей и высказаны некоторые новые региональные поисковые геологические критерии для месторождений нефти, бокситов, полиметаллов и меди, олова, хромитов, платиноидов и других полезных ископаемых.

Книга рассчитана на широкий круг геологов.

МАКАРЕНКО Г. Ф. Базальтовые поля Земли (в пространстве и геологическом времени). 10 л. 1 р. 55 к.

В книге рассмотрены крупные мезозойские и кайнозойские базальтовые поля Земли. Выявлены их пространственные соотношения, выявлена хронология мощных лавовых излияний, образующих материково-океанические поля; и установлено отношение эпох регионального вулканизма к геотектоническим циклам планеты. Анализ тектоники базальтовых полей ложа океанов, проведенный с учетом современных данных глубоководного бурения, подтверждает реальность намеченных явлений. Это, в свою очередь, позволяет предложить рекомендации к поискам рудных узлов, связанных с базитами, для материковых и океанических базальтовых полей.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся вопросами связи магматизма и тектоники, рудоносности базальтовых полей, а также цикличности эндогенных явлений и проблемами происхождения океанов.

ШОЛПО В. Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. 20 л. 3 р. 19 к.

В работе рассматривается современное геологическое строение Большого Кавказа и процесс формирования этой структуры в альпийском геотектоническом цикле. Методика количественной оценки режима вертикальных колебательных движений земной коры позволяет разделить с помощью объективных критериев альпийский цикл развития на стадии или этапы. Кроме того, режим движения в различных геотектонических зонах и на границах между ними также описывается количественными параметрами, что дает возможность дать оценку разным типам этих зон. Работа является примером комплексного геодинамического анализа структуры и развития типичной геосинклинальной области и корреляции различных эндогенных процессов. Методика такого анализа может быть использована для исследования других областей, и тем самым будет служить задаче типизации структур земной коры на основе количественных объективных данных.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся структурно-тектоническим изучением различных регионов.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга—почтой» магазинов:

№ 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61;

№ 59 — 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

35 коп.

2611

НЕДРА