

Академия наук
СССР



ГРАНИТОИДЫ
СКЛАДЧАТЫХ
И АКТИВИЗИРОВАННЫХ
ОБЛАСТЕЙ
И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

Издательство · Наука ·



Академия наук СССР
Институт геологии
рудных месторождений,
петрографии, минералогии
и геохимии

ГРАНИТОИДЫ СКЛАДЧАТЫХ И АКТИВИЗИРОВАННЫХ ОБЛАСТЕЙ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

2356



Издательство
«Наука»
Москва
1977



Сборник составлен из статей, отражающих результаты многолетнего изучения авторами гранитоидов Центрального Казахстана, Западного Забайкалья и ряда других районов СССР. Большинство статей посвящено характеристике геолого-структурного положения и состава конкретных гранитоидных комплексов как основы для их формационного расчленения, петрогенетических построений и суждения о формах связи с ними оруденения. Рассмотрены особенности формирования и строения контактовых ореолов гранитных массивов. Особое внимание уделено специфике состава акцессорных минералов, отражающей условия формирования и характер рудоносности магматических комплексов.

Редакционная коллегия:

член-корр. АН СССР Г.Д.АФАНАСЬЕВ (ответственный редактор),
В.А.ПАВЛОВ, М.Г.РУБ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Значительная распространенность формаций гранитоидных пород и широкий ряд ассоциирующихся с ними рудных месторождений выдвигают гранитоиды в число наиболее интересных объектов всестороннего геологического изучения. Различия геолого-структурного положения и состава гранитоидных массивов, формирующихся на различных этапах тектонического развития отдельных геоструктурных элементов земной коры, свидетельствуют о многообразии генезиса и условий кристаллизации гранитоидных расплавов. В настоящее время достаточно отчетливо наметились два главных типа интрузивного гранитоидного магматизма. Один из них проявляется на орогенном этапе развития складчатых областей, другой связан с процессами тектоно-магматической активизации относительно консолидированных структур. В связи с этим весьма интересным представляется сравнительное изучение гранитоидного магматизма того и другого типа с целью выявления специфики проявления и роли каждого из них в рудообразовании. Подобного рода исследования гранитоидов проводились группой сотрудников Петрографического отдела ИГЕМ АН СССР в течение 1971-1975 гг. на примере Центрального Казахстана, Западного Забайкалья, Приморья, Средней Азии и некоторых других регионов СССР. Некоторые итоги этих исследований и отражены в статьях предлагаемого сборника.

Кислый интрузивный магматизм орогенного этапа геосинклиналильного развития геосинклиналильно-складчатых областей охарактеризован на примере верхнепалеозойских гранитоидов Северного Прибалхашья (Центральный Казахстан), где проявлен наиболее полно ряд этого типа гранитоидного магматизма. Начальные его члены представлены гранитоидами достаточно неустойчивого петрографического облика и преимущественно повышенной основности. Они слагают серию разновозрастных интрузивов, которые, как показано в статье С.В.Ефремовой, занимают неодинаковое геолого-структурное положение и сложены различными ассоциациями пород. Они подразделяются на тоналит-гранодиоритовую, гранодиорит-гранитную и кварцево-диорит-монцидиоритовую формации.

К интрузивным образованиям поздних этапов орогенного развития Северного Прибалхашья обычно относятся биотитовые граниты калдырминского и лейкократовые до аляскитовых граниты акчатауского комплексов. Однако ранее при изучении гранитоидов Бетпакадалы, которое проводилось рядом авторов сборника под руководством В.С.Коптева-Дворникова, было обращено внимание на то, что в составе рудоносного акчатауского гранитного комплекса Центрального Казахстана присутствуют массивы, приуроченные как к герцинским, так и к более древним (раннегерцинским, каледонским) структурно-формационным зонам. При этом подавляющее большинство более или менее значимых проявлений молибденового и вольфрамового оруденения ассоциировано с массивами гранитов акчатауского комплекса, локализованными в структурах, стабилизация которых осуществилась до проявления собственно герцинской (саурской) складчатости. Выполненное Е.В.Негрей и О.И.Яшухиным сравнительное изучение состава гранитов акчатауского комплекса, проявленных в структурах ранней и поздней консолидации, показало, что граниты имеют различный петрографический состав и относятся к различным формациям. В пределах герцинского Токрауского синклиналирия они представлены формацией аляскитовых гранитов, которые вместе с формацией биотитовых гранитов являются последовательными образованиями орогенного этапа развития герцинид Северного Прибалхашья. В структурах более ранней стабилизации проявлена формация лейкократовых гранитов, возникновение которой следует связывать с тектоно-магматической активизацией каледонид и ранних герцинид в конце позднего палеозоя. Как показано в статьях Е.В.Негрей и О.И.Яшухина (одна в соавторстве с В.Г.Сапожниковым), становление массивов, представляющих каждую из выделенных формаций, происходило за счет различающихся по температуре кристаллизации гранитных расплавов. Их эволюция в пределах интрузивных камер носила отчетливо гомодромный характер. Более высокие температуры кристаллизации пород формации биотитовых гра-

нитов обусловили проявление при их образовании процессов гибридизма, которые при формировании массивов формаций лейкократовых и аляскитовых гранитов практически не фиксируются. Вместе с тем термальные различия расплавов были не настолько значимы, чтобы сказаться на характере температурных фаций роговиков. Детальное изучение контактовых ореолов интрузивов выделенных формаций, результаты которого изложены в статье Н.Л. Пламеневской, свидетельствует, что он носил изохимический характер и независимо от формационной принадлежности гранитов не выходил за рамки фаций амфиболовых и мусковитовых роговиков.

В ходе изучения разновозрастных гранитоидных формаций Северного Прибайкалья было установлено, что в состав формаций нередко включались своеобразные полнокристаллические породы гранитоидного облика, которые, однако, тесно связаны с эффузивным вулканизмом. Правильная диагностика этих пород (условно названных "субинтрузивными"), необходимая для определения достоверного объема интрузивных и эффузивных комплексов, потребовала детального изучения пород, которое было выполнено Г.М. Царевой. В результате было установлено достаточно широкое развитие этих пород в регионе и проявление их как самостоятельной независимой от субвулканических образований фации эффузивных комплексов.

Особенности гранитоидов зон тектоно-магматической активизации показаны в статье Л.М. Афанасьева и К.Н. Браун на примере мезозойских гранитоидных комплексов Западного Забайкалья. Формирование гранитоидов происходило на фоне интенсивных блоковых движений, охвативших в этот период байкальские и раннекаледонские структуры региона. Преимущественным развитием пользовались вертикальные перемещения вдоль активизированных древних и вновь возникающих разломов. В результате происходило формирование серии поднятий, разделенных грабенообразными впадинами, обычно выполненных вулканогенными образованиями, которые перемежались во времени с интрузиями гранитоидов. В целом создавалась обстановка, достаточно близкая геолого-тектоническим условиям, свойственным поздним этапам развития геосинклинально-складчатых областей, что и позволяет характеризовать мезозойскую активизацию Западного Забайкалья как орогенную. Однако гранитоидный магматизм этого периода имеет ряд признаков, отличающих этот период от типично орогенного. Сохраняя в общем тенденцию гомодромного развития, гранитоидные комплексы мезозоя Западного Забайкалья характеризуются большей дифференцированностью, появлением в их составе щелочных гранитоидов и нефелиновых пород, а также перемежаемостью их во времени с излияниями трахибазальтов. Все это указывает на то, что активность крупных разрывных нарушений, которые определяют размещение эффузивных и интрузивных образований мезозоя, вызвала близко одновременное функционирование разноглубинных источников. Гетерогенность гранитоидов зон активизации особенно отчетливо выступает при сравнительном анализе разновозрастных рудоносных гранитоидов. В статье В.А. Павлова и М.Г. Руб на основании личных материалов этих авторов и по литературным данным показано, что среди олово- и вольфрамоносных гранитоидов существуют как производные палингенных гранитоидных более глубоких расплавов, так и дифференциаты трахиандезитовых или андезитовых магм. Дифференциаты появляются обычно при активизации стабильных структур и блоков земной коры и, как правило, сопровождаются наиболее перспективными типами оловянного и вольфрамового оруденения. Генетические особенности, характер и степень рудоносности гранитоидов отражаются в ряде признаков их состава. Наибольшей информативностью в этом отношении обладают акцессорные минералы (магнетиты, хромшпинелиды, апатиты, цирконы и др.), типоморфные особенности которых рассмотрены в статье М.Г. Руб с соавторами.

В настоящем сборнике изложены лишь материалы исследований, явившиеся основой для формационного анализа гранитоидов изученных регионов, результаты которого освещены в более ранних публикациях авторов (Ефремова и др., 1976; Руб и др., 1976). В связи с необходимостью ограничить объемы статей авторы в ряде случаев не могли остановиться на рассмотрении специфики состава гранитоидов и слагающих их минералов в отдельных структурах и рудных районах. Эти вопросы будут освещены авторами в других публикациях.

ВЕРХНЕПАЛЕЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ НЕУСТОЙЧИВОГО КОЛИЧЕСТВЕННО-МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА И ИХ ФОРМАЦИОННОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ

Верхнепалеозойские гранитоиды неустойчивого количественно-минерального состава давно привлекают внимание исследователей, но до сих пор нет единого мнения о их возрасте, формационной принадлежности и рудоносности. Ознакомление с геолого-петрологическими материалами по этим гранитоидам показало, что главное внимание исследователи обращали на геологические соотношения гранитоидов и вулканитов, геохронологическое их датирование, петрохимические особенности пород и значительно меньше внимания было уделено изучению количественно-минерального состава, геохимическим особенностям и соотношению всех типов пород с дайковыми образованиями. Материалы разных исследователей оказались очень противоречивыми. Одни и те же интрузивы исследователями часто отнесены к разновозрастным комплексам. Возраст вулканогенно-осадочных толщ во многих районах датируется по аналогии с другими районами и не всегда обоснован фаунистически и флористически, а геохронологические данные по вулканитам и гранитоидам не дают однозначного решения. Как отмечали А.С. Кумпан и Г.Л. Добрецов (1974), положение в стратиграфии верхнепалеозойских отложений Казахстана за последние 13 лет значительно усложнилось. То же можно сказать и о геологическом обосновании возраста многих интрузивов Центрального Казахстана и формационном расчленении гранитоидов.

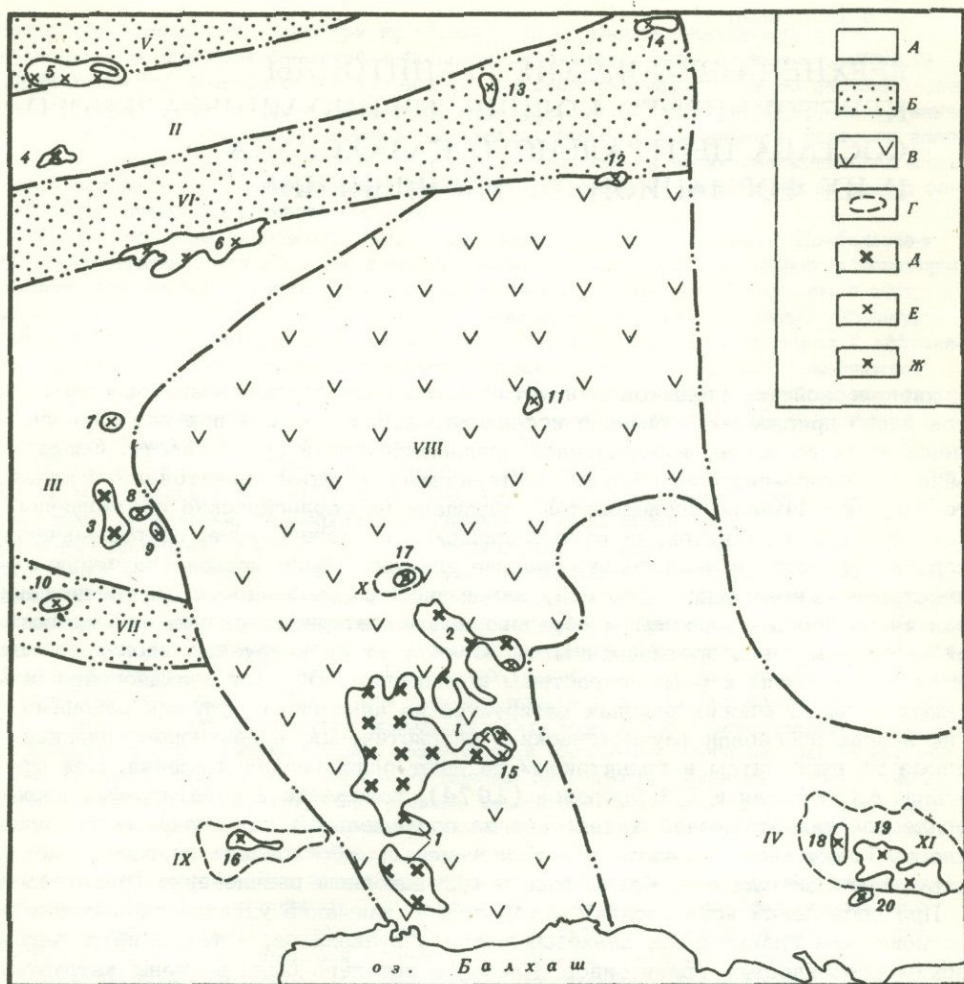
При проведении исследований автор особое внимание уделила геологическим соотношениям гранитоидов, дайковых пород и вулканитов, а также петрографическим особенностям гранитоидов. Наиболее детально были изучены интрузивы, по которым в Казахстане выделены соответствующие интрузивные комплексы: балхашский (С₁ - Монич, Зворыгина, 1957), топарский (С₂ - Бедров и др., 1965), кокдомбакский (С₂₋₃ - выделен В.С. Поповым). Кроме того, изучались интрузивы Кент, Каркаралинский, Мамантасский, Туматайский, Бохт Кызылалдырский, Саякс, Восточно-Акачатауский и др. (фиг. 1).

Все эти интрузивы Н.П. Михайлов с соавторами (1968) считали представителями единой гранодиоритовой формации. По их мнению, гранодиоритовые интрузивы внедрялись в верхний структурный этаж в различные периоды времени в разных структурных зонах, но чаще всего в нижнем или среднем карбоне. Всюду они были, по-видимому, первыми герцинскими гранитоидами.

В предлагаемой статье, помимо опубликованных и личных материалов, широко использованы данные, любезно предоставленные автору В.С. Поповым, Р.Н. Мараевой, Ю.К. Кудрявцевым, И.Л. Дороховым, А.Н. Феногеновым, В.И. Фельдманом, В.Г. Чуйковой, Г.Т. Скубловым, В.М. Жуковой, М.М. Решко, В.И. Серых, Е.В. Рыбалтовским, Б.С. Зейликом, А.С. Калининим, Э.Ю. Сейтмуратовой, М.А. Васильевым, Б.И. Русановым, В.Г. Сапожниковым и др.

Автор под конкретной гранитоидной формацией понимает естественные комагматические ассоциации горных пород, закономерно проявляющиеся в определенной геологической обстановке, отвечающие отдельной фазе подачи магмы из глубинного магматического очага (очага первичной генерации расплава) и последующего эволюционного развития магмы в верхнем структурном этаже, включая и развитие промежуточных магматических камер.

Для решения вопроса о конкретных формациях на территории Центрального Казахстана были использованы возрастные взаимоотношения



Фиг. 1. Схема размещения интрузивов неустойчивого количественно-минерального состава в тектонических структурах Джунгаро-Балхашской складчатой системы Центрального Казахстана

А - поднятия и антиклинории: 1 - Коунрадское, II - Атасу-Тектурмасский, III - Жаман-Сарысуиский, IV - Северо-Балхашский; Б - синклинии: V - Нуринский, VI - Атасу-Успенский, VII - Акджал-Аксоранский; В - орогенные впадины: VIII - Токрауская; Г - вулканотектонические депрессии; IX - Кокдомбакская, X - Кызыладырская; вулканогенно-осадочные мульды: XI - Саякская; Д - нижнекарбоновые интрузивы тоналит-гранодиоритовой формации: 1 - Балхашский, 2 - Северо-Бейтский, 3 - Джангельдинский, 4 - Туматайский, Е - среднекарбоновые интрузивы гранодиорит-гранитной формации: 6 - Топарский, 6 - Мамантасский, 7 - Жуанхонурский, 8 - Алтуайтский, 9 - Восточно-Акчатауский, 10 - Аксоранский, 11 - Карашинский, 12 - Южно-Кентский, 13 - Восточно-Каркаралинский, 14 - Северо-Бохтинский, 15 - Восточно-Кенкудукский; Ж - средне-верхнекарбоновые ? (пермские) интрузивы кварцеводиорит-монцодиоритовой формации: 16 - Кокдомбакский, 17 - Кызыладырский, 18 - Кунгисаякский, 19 - Умит-Жамбасский, 20 - Акшокинский

пород, появление гранитоидов на определенной стадии тектоно-магматического развития территории, данные изотопного анализа, особенности внутреннего строения интрузивов и их контактовых ореолов, петрографические типы пород, их химические, геохимические и металлогенические особенности.

Анализ имеющихся в распоряжении автора материалов дает основание выделить среди ранее объединенных в одну гранодиоритовую формацию три конкретные формации: тоналит-гранодиоритовую (C_1), гранодиорит-гранитную (C_2) и кварцево-диорит-монцодиоритовую C_{2-3} ? (P), каждая из которых появляется на определенном этапе геологического развития региона и имеет свои характерные петрологические особенности.

Переходим к характеристике интрузивов, слагающих эти формации, и общим закономерностям размещения интрузивов.

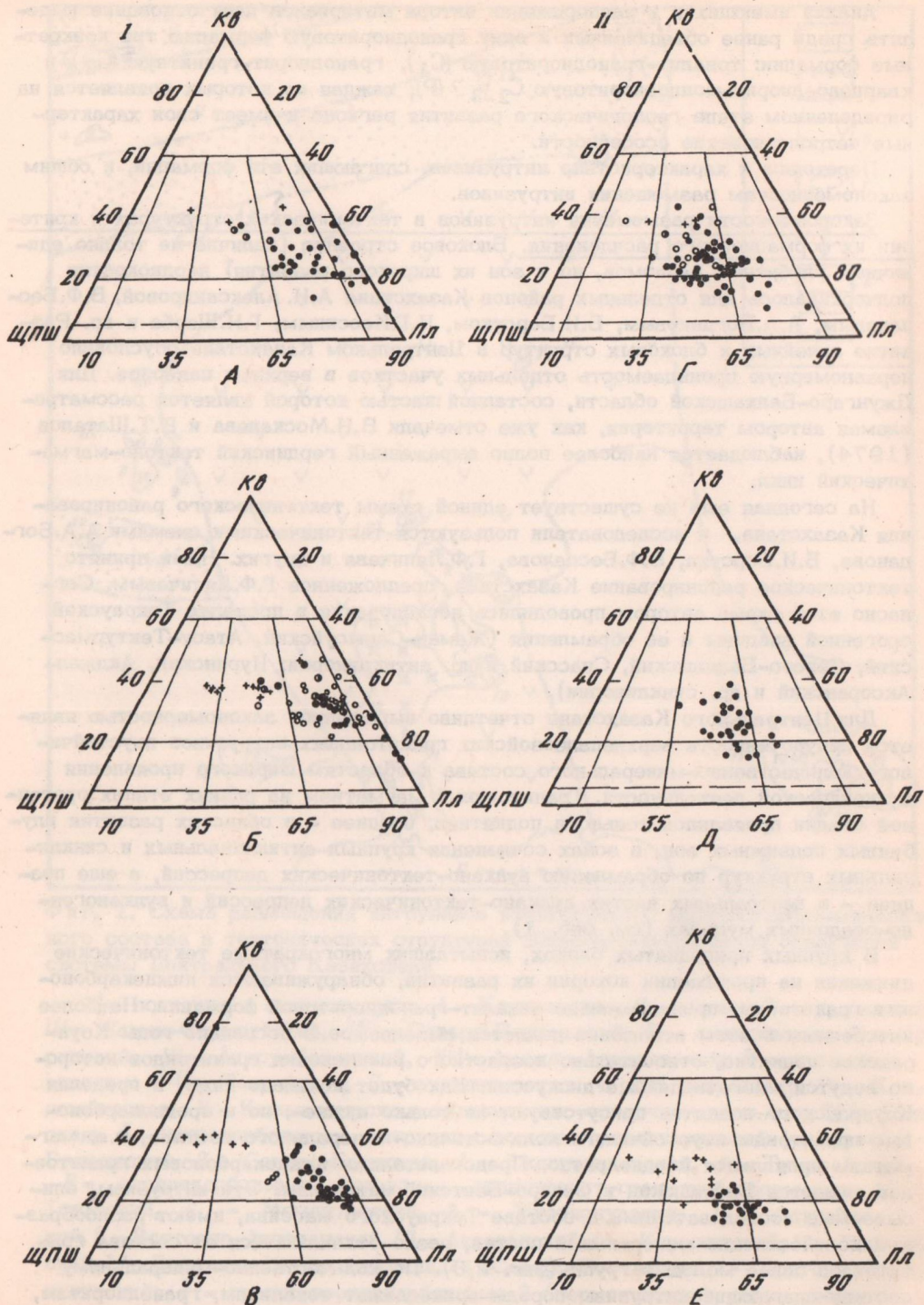
Закономерности размещения интрузивов в тектонических структурах и критерии их формационного расчленения. Блоковое строение (наличие не только единичных глубинных разломов, но и зон их широкого развития) неоднократно подчеркивалось для отдельных районов Казахстана А.И. Александровой, В.Ф. Беспаловым, А.А. Богдановым, Б.И. Борсуком, Н.Г. Кассиным, Г.Н. Шерба и др. Развитие линейных и блоковых структур в Центральном Казахстане обусловило неравномерную проницаемость отдельных участков в верхнем палеозое. Для Джунгаро-Балхашской области, составной частью которой является рассматриваемая автором территория, как уже отмечали В.Н. Москалева и Е.Т. Шаталов (1974), наблюдается наиболее полно выраженный герцинский тектоно-магматический цикл.

На сегодня еще не существует единой схемы тектонического районирования Казахстана, и исследователи пользуются тектоническими схемами А.А. Богданова, Б.И. Борсука, В.Ф. Беспалова, Г.Ф. Ляпичева и других. Нами принято тектоническое районирование Казахстана, предложенное Г.Ф. Ляпичевым. Согласно этой схеме автором проводились исследования в пределах Токрауской орогенной впадины и ее обрамления (Жаман-Сарысуевский, Атасу-Тектурмасский, Северо-Балхашский, Спасский и др. антиклинории; Нуринский, Акджал-Аксоранский и др. синклинии).

Для Центрального Казахстана отчетливо выраженной закономерностью является приуроченность верхнепалеозойских гранитоидных интрузивов неустойчивого количественно-минерального состава к областям широкого проявления вулканической деятельности. Гранитоидный магматизм на ранних этапах орогенной стадии проявлялся только в поднятиях, позднее — в областях развития глубинных подвижных зон, в зонах сочленения крупных антиклинальных и синклинальных структур по обрамлению вулканотектонических депрессий, а еще позднее — в центральных частях вулканотектонических депрессий и вулканогенно-осадочных мульдах (см. фиг. 1).

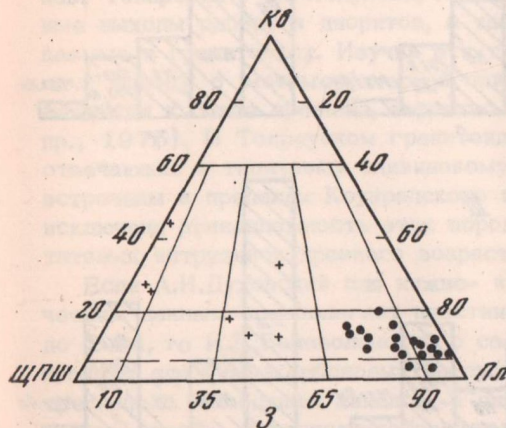
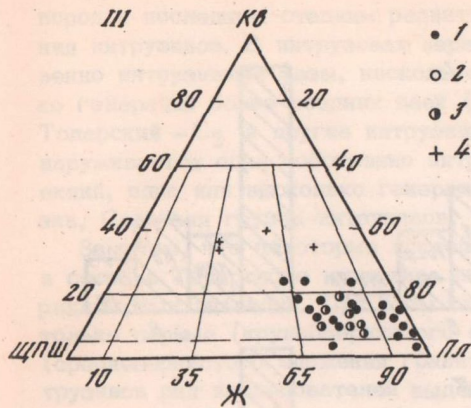
В крупных приподнятых блоках, испытавших многократные тектонические движения на протяжении истории их развития, обнаруживаются нижнекарбонные гранитоиды, принадлежащие тоналит-гранодиоритовой формации. Наиболее интересным в этом отношении является выделяемое в последние годы Коунрадское поднятие, относительно возрастного расчленения гранитоидов которого ведутся многочисленные дискуссии. Как будет показано ниже, в пределах Коунрадского поднятия присутствуют не только нижне-, но и среднекарбонные гранитоиды неустойчивого количественно-минерального состава, т.е. магматизм проявлялся неоднократно. Представителями нижнекарбонных гранитоидов являются Балхашский и Северо-Бейтский интрузивы. Эти интрузивы, описываемые исследователями в составе Токрауского массива, имеют разнообразный количественно-минеральный состав, резко отличающийся от состава гранитоидов более молодых групп (фиг. 2,3). По количественно-минеральному составу слагающие интрузивы породы принадлежат тоналитам, гранодиоритам, реже кварцевым диоритам. В современном эрозионном срезе в обрамлении Токрауской впадины подобные интрузивы обнаруживаются весьма редко и лишь в антиклинальных структурах, где наряду с нижнепалеозойскими терригенными обычно развиты вулканогенно-терригенные и вулканогенные породы верхнего палеозоя (Жаман-Сарысуевский антиклинорий, Джангельдинский массив).

Среднекарбонные гранитоиды, принадлежащие гранодиорит-гранитной формации, распространены более широко и обнаруживаются как в пределах Токрауской впадины, так и в ее обрамлении. Интрузивы этих гранитоидов наблюдаются



Фиг. 2. Количественно-минеральный состав гранитоидов: I - нижнекарбонových, II - среднекарбонových, III - средне-верхнекарбонových (пермских)

Интрузивы (на рисунке): А - Балхашский, Б - Северо-Бейтский, В - Джангельдинский, Г - Топарский, Д - Южно-Жуанконурский, Е - Алтуайтский, Ж - Саякская группа интрузивов, З - Кокдомбакский 1 - I интрузивная фаза, 2 - II интрузивная фаза, 3 - дополнительные интрузивы, 4 - пологие тела и дайки; Кв - кварц, Щпш - щелочной полевои шпат, Пл - плагиоклаз



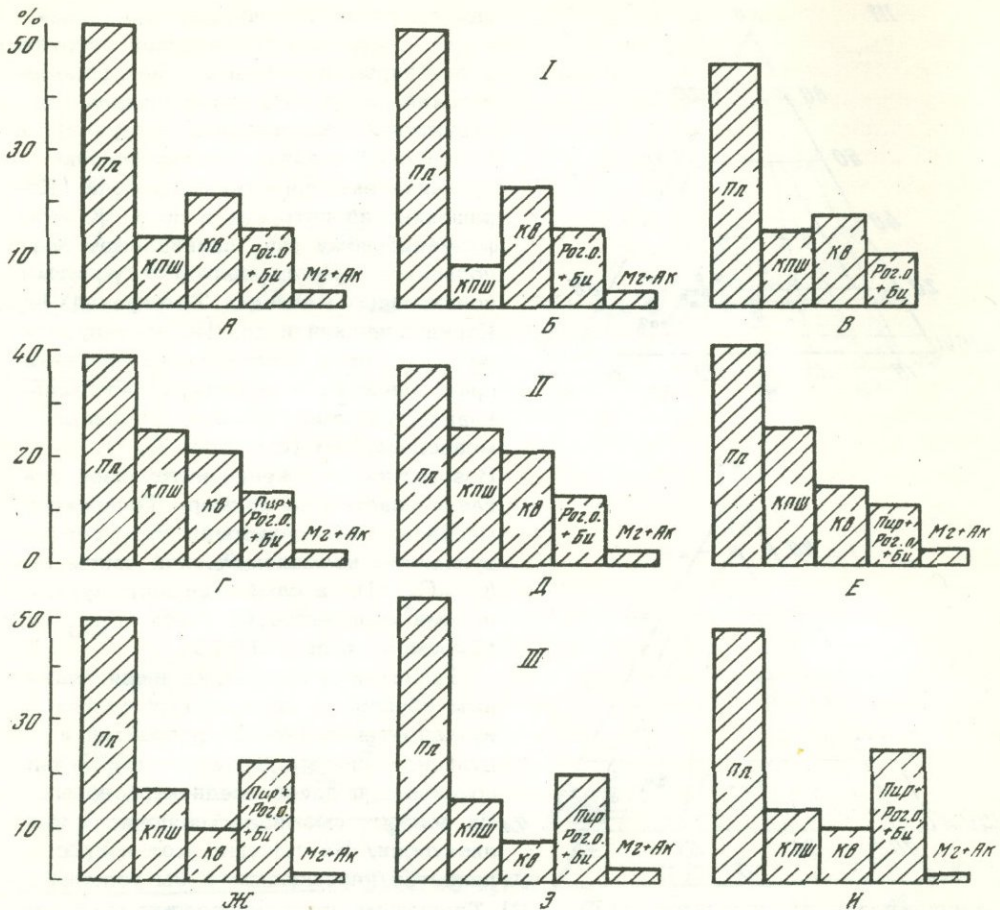
• 1 на стыках антиклинальных и синкли-
нальных структур (Топарский интрузив),
○ 2 в глубинных подвижных зонах (Маман-
тасский интрузив), в синклиналиных
структурах (Аксоранский интрузив), в
+ 4 Токрауской впадине по обрамлению
вулcano-тектонических депрессий (Ка-
рашокинский интрузив и др.). К этому
формационному типу принадлежат гра-
нодиориты и меланократовые граниты в
полихронных массивах Токрауский, Кент,
Каркаралинский и др. По составу поро-
ды соответствуют главным образом
гранодиоритам и биотит-роговообман-
ковым гранитам, реже - кварцевым
монодиоритам (см. фиг. 2, 3).
Возрастное положение интрузивов ус-
танавливается на примере Топарского
массива, где гранитоиды интрузируют
вулканиды калмакэмельской свиты
(C_1-C_2 kl), а сами прорваны вулка-
нитамы керегетасской свиты (C_{2-3} kg)
(Ефремова и др., 1975).

Гранитоиды, формирующиеся глав-
ным образом в центральных частях
вулcano-тектонических депрессий и
вулканогенно-осадочных частях мульд,
появились позднее среднекарбонных.
Их возраст вызывает многочисленные
дискуссии. На сегодня этот вопрос
является нерешенным и мы условно

приняли возраст этих интрузивов C_{2-3} (P). Типичными представителями этой воз-
растной группы гранитоидов можно рассматривать Кокдомбакский интрузив и
Саякскую группу интрузивов (интрузивы Умит, Акшоко, Лебай, Кунгисаяк и др.).
Гранитоиды, слагающие эти интрузивы, принадлежат кварцевым монодиоритам,
кварцевым диоритам и реже, монцонитам, гранодиоритам и гранитам (см.
фиг. 2).

Заслуживают внимания количественные соотношения лейкократовых минера-
лов и общего количества цветных минералов во всех трех возрастных и форма-
ционных группах гранитоидов, рассмотренных выше. Как видно из фиг. 3, сред-
ние содержания и соотношения минералов в гранитоидах собственно-интрузив-
ных фаз трех рассматриваемых групп пород хорошо различаются. Так, в грани-
тоидах C_1 плагиоклаз резко преобладает над кварцем, а кварц - над кали-нат-
ровым полевым шпатом. В гранитоидах C_2 и C_{2-3} (P) плагиоклаз, кали-нат-
ровый полевой шпат и кварц образуют закономерно уменьшающийся ряд, но в
гранитоидах C_{2-3} (P) наблюдаются более высокие содержания плагиоклаза и
более низкие - кали-натрового полевого шпата и кварца. Уже первые данные,
полученные для опорных интрузивов Центрального Казахстана, показывают, что
гранитоиды C_1 , C_2 и C_{2-3} (P) имеют свои характерные количественно-минераль-
ные особенности и своеобразно размещаются в тектонических структурах.

Таким образом, для формационного расчленения гранитоидных интрузивов
неустойчивого количественно-минерального состава в Центральном Казахстане
основными критериями могут служить геологическое положение гранитоидов в
тектонических структурах (C_1 - в поднятиях, C_2 - на стыке антиклинальных и
синклиналиных структур, в подвижных глубинных зонах, в синклиналиных струк-
турах по обрамлению вулcano-тектонических депрессий, C_{2-3} (P) в вулcano-
тектонических депрессиях и вулканогенно-осадочных мульдах), количественно-
минеральный состав гранитоидов и, как будет показано ниже, возрастные вза-



Фиг. 3. Средний количественно-минеральный состав гранитоидов

I - нижнекарбонатные, II - среднекарбонатные, III - средне-верхнекарбонатные? (пермская). Интрузивы: А - Балхашский (22), Б - Северо-Бейтский (16), В - Джангельдийский (31), Г - Топарский (40), Д - Южно-Жуанкорунский (28), Е - Алтуайтский (17), Ж - Умитский (8), З - Акшокинский (7), И - Лебайский Саяк I (3). В скобках указано число количественно-минеральных подсчетов, из которых выведены средние. Пл - плагиоклаз, КПШ - каликатровый полевой шпат, Кв - кварц, Пир - пироксен, Рогов. об. - роговая обманка, Би - биотит, Мг - магнетит, Ак - акцессорные минералы

имеют отношения гранитоидных интрузивов и даек, развитых в них, с вулканитами разновозрастных вулканогенных комплексов.

Для гранитоидов неустойчивого количественно-минерального состава не характерна миграция во времени с запада на восток, как это предполагали некоторые исследователи, выделяя эти гранитоиды в единую гранодиоритовую формацию. Появление их имело место в $C_1, C_2, C_{2-3}?(P)$ в процессе формирования Токрауской впадины и ее обрамления, что доказывается приуроченностью гранитоидов к одним и тем же структурам (C_1 и C_2 - к Коунрадскому поднятию, C_2 и $C_{2-3}?(P)$ - к Токрауской впадине). Характерный количественно-минеральный состав всех трех возрастных групп гранитоидов (тоналиты, гранодиориты → гранодиориты, граниты → кварцевые диориты, кварцевые монодиориты) отражает специфику развития магматизма во времени.

Геологическое строение интрузивов. Все верхнепалеозойские гранитоидные интрузивы неустойчивого количественно-минерального состава в Центральном Казахстане имеют сложное, многофазное строение. Отчетливо выдержана последовательность внедрения с появлением более лейкократовых разновидностей

пород к последним стадиям развития интрузивов. Наблюдается два типа строения интрузивов. В интрузивах первого типа отчетливо выделяются две собственно интрузивные фазы, несколько внутрикамерных инъекций, а также несколько генераций более поздних даек (Балхашский - C_1 , Северо-Бейтский - C_1 , Топарский - C_2 и другие интрузивы). В строении интрузивов второго типа обнаруживается одна собственно интрузивная фаза, несколько внутрикамерных инъекций, одна или несколько генераций более поздних даек (Кокдомбакский интрузив, Саякская группа интрузивов, Жуанконур, Алтуайт и многие другие).

Заметим, что некоторые исследователи (В.И. Серых, А.Н. Новичкова и др.) в составе Топарского интрузива выделяют три главные фазы и несколько внутрикамерных инъекций. При этом они относят к гранитоидам главных фаз не только первые (крупнозернистого сложения гранитоиды), но и последующие (среднезернистого сложения гранитоиды) внедрения. В пределах некоторых интрузивов ряд исследователей выделял еще одну фазу, относя ее к первой и называя фазой начальных внедрений (Токрауский гранитоидный массив - В.С. Попов; Топарский - В.М. Жукова, М.М. Решко). К этой фазе они относили крупные выходы габбро и диоритов, а также ксенолиты подобного состава, наблюдаемые в гранитоидах. Изучив эти типы пород в Топарском массиве, мы пришли к выводу о метаморфической природе этих пород и возможной их принадлежности к более древним, вероятно кембрийским, образованиям (Ефремова и др., 1975). В Токрауском гранитоидном массиве встречаются разновидности, отвечающие и типичному оливиновому габбро. Учитывая, что эти образования встречены в пределах Коунрадского поднятия, сложенного каледонидами, не исключена принадлежность этих пород к "вытащенным" блокам габбро-перидотитовых интрузивов древнего возраста.

Если А.Н. Духовский для ниже- и среднекарбонových интрузивов по геофизическим данным предполагает пластинообразную форму при мощности интрузива до 2 км, то И.П. Беневоленский с соавторами (Абрахманов и др., 1972) допускают для нижекарбонových интрузивов гарполитообразную форму с серией трещинных подводящих каналов, а для среднекарбонových - лакколитообразную, штоко-, грибо- и гарполитообразную, также с подводящими каналами трещинного типа.

В.С. Коптев-Дворников (1960) и Р.Н. Соболев (1963) и многие другие отмечают, что глубинный гибризм в гранитоидах C_1 и C_2 наиболее отчетливо проявлен в собственно интрузивных фазах. Местный гибризм обычно развит локально и главным образом лишь в эндоконтактных зонах.

Как установлено нашими исследованиями, наиболее интенсивно эродированы интрузивы C_1 , менее C_2 и еще менее C_{2-3} ? (Р). Эрозионный срез отдельных интрузивов в пределах одной возрастной группы также неодинаков, что будет показано ниже при описании конкретных данных по интрузивам. Контактное воздействие интрузивов на вмещающие породы выразилось в ороговивании и скарнировании пород.

Интрузивы тоналит-гранодиоритовой формации. Интрузивы являются дискордантными по отношению к вмещающим толщам. Наиболее типичными представителями этой формации являются Балхашский и Северо-Бейтский интрузивы. Ранее они включались в состав сложного полихронного Токрауского массива, приуроченного к Коунрадскому поднятию, для которого геологами МПРИ и Балхашской ГЭ доказана принадлежность к одной из древних субмеридионального простирания антиклинальных структур. Е.К. Зворыгина считала весь Токраский массив нижекарбонovým, О.М. Гаек выделила в нем C_1 и C_2 гранитоиды, М.К. Бахтеев, В.С. Попов и др. отменили присутствие гранитоидов C_1 , C_2 , C_3 , А.В. Авдеев - D_2 , C_1 , C_2 , Б.С. Зейлик и др. - C_1 , C_2 , C_3 , В.И. Серых и др. - D_3 , C_1 , C_2 , C_3 . Эти исследователи неодинаково датировали возраст отдельных разновидностей пород в пределах Токрауского массива.

Балхашский интрузив вытянут в меридиональном направлении (площадь его более 1200 км²) и отделен от Северо-Бейтского девонскими песчаниками и выходами гранитов Восточно-Кенькудукского интрузива. Северо-Бейтский интрузив (площадь до 600 км²) расположен северо-восточнее Балхашского и про-

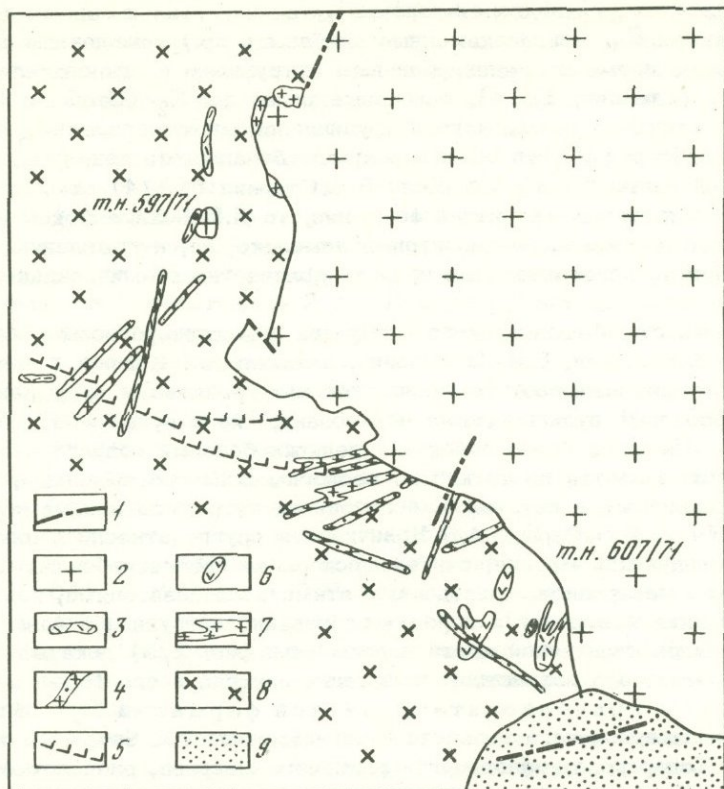
слеживается отдельными выходами среди вулканогенных пород C_1 . Он вытянут в север-северо-западном направлении. Не исключено, что оба интрузива на глубине соединены воедино, если принять во внимание, что девонские песчаники в сохранившихся блоках отчетливо ороговикованы. Судить о первоначальной форме Балхашского и Северо-Бейтского интрузивов не представляется возможным; но во всех случаях можно полагать, что они имели небольшую мощность, так как во многих участках породы несут следы контактового метаморфизма, обусловленного, по-видимому, наличием крупных масс гранитных пород под гранодиоритами и тоналитами. По геологическому строению оба интрузива принадлежат к первому типу, т.е. выделяются две интрузивные фазы и несколько внутрикамерных инъекций (дополнительные интрузивы двух генераций, пологие тела и дайки мелкозернистых гранитов). Заметим, что В.И. Серых и другие допускали более сложное строение, выделяя три интрузивные фазы, две дополнительные, а также пологие тела и дайки мелкозернистых гранитов и аплитов. Это обусловлено тем, что в состав плутона они включали часть гранитоидов и гранитов, имеющих более молодой возраст.

Автором в 1971-1974 гг. установлены следующие факты, позволяющие обосновать разновозрастность гранитоидов Токрауского массива.

1. Наиболее древними являются крупнозернистые и мелкозернистые альбитизированные плагиограниты, наблюдаемые в северо-восточной части Токрауского массива. По типу пород они подобны акджаляльским гранитоидам ордовикского возраста. Обломки этих гранитоидов (крупно- и мелкозернистые) постоянно встречаются в вулканогенных образованиях, обнажающихся восточнее и относимых всеми исследователями района к каркаралинской свите ($C_1 v_3 n kr$), заметим, что В.С. Попов эти гранитоиды выделил в нижнекарбонный карабулакский комплекс (предвизейский).

2. Среди гранитоидов тоналит-гранодиоритового состава наблюдаются рвущие тела андезитовых порфиритов (жерловая фация), содержащие обломки тоналитов и гранодиоритов. Эти тела андезитовых порфиритов и гранодиориты пересечены дайками липаритов и липарито-дацитов (фиг. 4), а последние наряду с гранодиоритами прорваны порфиroidными биотит-роговообманковыми гранитами Восточно-Кенькудукского интрузива (C_2), причем в экзоконтакте с гранитами как гранодиориты C_1 , так и липаритовые порфиры C_2 интенсивно контакто-метаморфизованы. Апофизы гранитов и гранодиоритов Восточно-Кенькудукского интрузива наблюдаются в гранодиоритах C_1 . Роговая обманка в гранодиоритах C_1 полностью замещена мелкочешуйчатым биотитом, являющимся здесь контактово-метаморфическим минералом. Последний факт, налегание эффузивов калмакэмельской ($C_1 - C_2 kl$) и керегетасской свит ($C_{2-3} kg$) на гранодиориты балхашского комплекса севернее горы Бектау-Ата (М.К. Бахтеев и др., 1971), а также прорывание вулканитов каркаралинской свиты ($C_1 v_3 n kr$) гранодиоритами Балхашского и Северо-Бейтского интрузивов дают основание говорить о нижней и верхней возрастной границе нижнекарбонных интрузивов. Приведенные автором данные показывают, что Токрауский массив является полихронным. В его пределах следует выделять ордовикские гранитоиды (плагиограниты), гранитоиды C_1 (гранодиориты и тоналиты), гранитоиды C_2 (гранодиориты, биотит-роговообманковые граниты). Кроме того, эти данные показывают, что в пределах Коунрадского поднятия гранитоиды неустойчивого количественно-минерального состава в верхнем палеозое появлялись дважды и разделены между собой вулканитами.

Из изложенных фактов становятся понятными наблюдаемые противоречивые взаимоотношения пород, отмечаемые М.К. Бахтеевым и др. (1971) для Токрауского массива, когда в одних случаях гранодиориты оказываются более древние, чем граниты, а в других - наоборот, т.е. ими в балхашский комплекс были объединены как гранитоиды C_1 , так и C_2 . Разновозрастность гранитов, наблюдаемых в пределах Токрауского массива, также доказывается по геологическим материалам. Так, некоторые исследователи среднезернистые граниты юго-восточнее Кенькудукского месторождения относили к C_3 . Эти граниты следует относить к дополнительным интрузивам C_1 , так как все типы дайковых пород,



Фиг. 4. Возрастные взаимоотношения гранитоидов Балхашского и Восточно-Кенькудукского интрузивов

1 — разрывные нарушения; 2 — крупнозернистые порфировидные граниты C_2 ; 3 — дайки и тела липаритов неправильной формы, 4 — дайки липарито-дацитов, 5 — дайки габбро-диабазов, 6 — андезитовые порфиры жерловой фации с обломками крупнозернистых гранодиоритов и мелкозернистых равномернозернистых гранитов; 7 — дайки и неправильные тела мелкозернистых равномернозернистых гранитов, 8 — гранодиориты C_1 ; 9 — песчаники D_3

срезаемые гранитоидами C_2 , наблюдаются и в среднезернистых гранитах. Кроме того, эти граниты интенсивно биотитизированы, т.е. они несут все признаки контактового воздействия более молодых интрузивных комплексов. На сегодня не совсем ясен возраст крупнозернистых гранитов района месторождения Кенькудук и севернее него. Контакты этих гранитов с гранодиоритами C_1 тектонические, но по типу пород они более близки к девонским, развитым в пределах Торткульского массива. Северо-восточнее месторождения Коунрад в гранодиоритах Балхашского интрузива наблюдаются лейкократовые граниты, принадлежащие C_3 -P интрузивному комплексу. Гранодиориты C_1 интенсивно биотитизированы и имеют четкие возрастные соотношения с дайковыми породами, развитыми в этой части интрузива, а именно лейкократовые граниты наблюдаются в виде прожилков мощностью до 10 см в дайках биотитизированных габбро-диабазов, в свою очередь пересекающих невадитовые гранодиорит-порфиры. Последние петрографически тождественны дайкам невадитовых гранодиорит-порфиров, развитым в пределах месторождения Коунрад. Учитывая, что контактово-метаморфизованные гранодиориты и габбро-диабазы наблюдаются в нескольких участках, можно под этими выходами гранитоидов предполагать неглубоко залегающий гранитный интрузив C_3 -P₁. Изучение даек в пределах Токрауского массива показало, что дайки, объединяемые исследователями в пермский джаксытагалинский комплекс (Бахтеев и др., 1965), являются разновозрастными и принадлежащими как к типичным интрузивным (мелкозернистые равномерно-

зернистые диориты, гранодиорит-порфиры), так и к вулканогенным (липариты, липарито-дациты C_2 , миндалекаменные диабазы и др.) комплексам (см. фиг. 4).

В последнее время к нижнекарбовым интрузивам исследователями отнесен Музбельский (Стеркин, 1974), описанный ранее как C_2 (Стеркин, Ковалевский, 1971). Гранитоиды Музбельского интрузива прорывают отложения каркаралинской свиты с флорой ($C_1 v_3$ p kr) и перекрыты базальными конгломератами калмакэмельской свиты (C_1-C_2 kl). Если В.Д.Стеркин (1974) относил Музбельский интрузив к диорит-гранитной формации, то Д.Б.Бекагамбеков (1975) описывает его как кварцево-диоритовый комплекс, но, к сожалению, ни в одной из этих работ не приведено даже средних количественно-минеральных составов пород.

Принадлежность Мамантасского интрузива к нижнекарбовым, как это считали Е.В.Рыбалтовский, Е.В.Альперович, а также А.К.Каюпов с соавторами (1975) и другие, вызывает сомнение, так как гранитоиды прорывают не только нижнекарбовые вулканогенные образования, но и вулканиты, относимые на юге к C_1-C_2 kl, и более вероятен среднекарбовый возраст этого интрузива. Это доказывается не только по геологическим соотношениям, но и типами пород, развитыми в интрузиве, если они не затронуты динамометаморфизмом. В 1974 г. В.И.Серых, А.Н.Новичкова и другие отнесли к нижнекарбовым Джангельдинский массив, считавшийся ранее среднекарбовым. Анализ геологических материалов, приведенных этими исследователями, количественные соотношения минералов в породах собственно интрузивной фазы и соотношения минералов салической части породы (см. фиг. 2, 3) доказывают справедливость выводов о возрастном положении плутона и его формационном типе.

Интрузивы гранодиорит-гранитной формации (C_2). Впервые интрузивы среднекарбового возраста были выделены Г.И.Бедровым и др. (1965) на примере Топарского гранодиорит-гранитного массива, расположенного на крыле Атасу-Тектурмасского антиклинория и Нуринского синклинория. Как среднекарбовый он рассматривался Р.Н.Соболевым (1964), а позднее при детальном картировании М.М.Решко и В.М.Жуковой был отнесен к C_{2-3} . К.А.Абдрахманов (1973) в отличие от предыдущих исследователей диориты и гранодиориты рассматривал сформировавшимися на месте (путем гранитизации) при внедрении и формировании биотитовых гранитов C_3 . Большинство исследователей считали массив одновозрастным, но многофазным. В.И.Серых и др. в 1974 г. выделили в составе массива гранитоиды C_1 (диориты, габброиды), C_2 (гранодиориты) и C_{2-3} (граносиениты). Возраст гранитов в центральной части интрузива для этих авторов остался неясным.

Полученные нами материалы по Топарскому массиву (Ефремова и др., 1975) дают основание считать этот массив многофазным интрузивом с двумя главными интрузивными фазами и многочисленными внутрикамерными инъекциями.

Гранитоиды Топарского интрузива прорывают наряду с более древними породами вулканиты калмакэмельской свиты (C_1-C_2 kl) (фиг. 5), давая в них апофизы. В зоне контакта с вулканитами в гранитоидах появляются более лейкократовые пегматитовые обособления, а крупнозернистые разновидности пород переходят в среднезернистые, а затем мелкозернистые. Андезитовые порфириты в зоне контакта с гранитоидами ороговикованы. Эти факты дают обоснование нижней границы интрузива. В провесе кровли, наблюдаемом в северо-восточной части интрузива, в вулканитах, относимых Р.Н.Соболевым (1964) к C_3-P_1 , а М.М.Решко и В.М.Жуковой к C_{2-3} , Г.М.Царевой обнаружены обломки ороговикованных андезитовых порфиритов (C_1-C_2 kl) и гранитоидов (C_2). Наблюдаемые соотношения дают основание говорить и о верхней возрастной границе, так как подобные вулканиты в других районах Казахстана принадлежат керегетасской свите (C_{2-3} kg), т.е. среднекарбовый возраст интрузива является наиболее вероятным.

Топарский массив вытянут в субширотном направлении при длине 38 км и максимальной ширине 10 км. Гранодиориты, слагающие основную часть массива, рассматриваются нами как I фаза внедрения (см. фиг. 5). Они содержат ксенолиты диоритового состава, пироксениты, амфиболиты величиной до 0,5 м

(породы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации). В этих гранитоидах обнаружены единичные дайки мелкозернистых резко порфиroidных гранодиоритов с отчетливой ориентировкой кристаллов параллельно простиранию даек и дайки среднезернистых равномернозернистых гранодиоритов. Оба типа даек представляют внутрикамерные инъекции, связанные с I интрузивной фазой. В центральной части интрузива обнажены крупнозернистые порфиroidные биотит-роговообманковые граниты, имеющие отчетливые секущие контакты с I интрузивной фазой. К зоне контакта с гранодиоритами крупнозернистые порфиroidные граниты в интервале 1 м становятся неравномернозернистыми, а в гранодиоритах перпендикулярно контакту появляются единичные прожилки крупнозернистых гранитов мощностью до 2 см. В других участках граниты в контакте с гранодиоритами имеют зону графического строения мощностью до 10-15 см с ростом зерен перпендикулярно контакту. В крупнозернистых порфиroidных гранитах близ контакта с гранодиоритами содержится большое количество глубинных ксенолитов диоритового состава размером до 1,5 м. Эти ксенолиты заметно крупнее, чем ксенолиты гранитоидов I интрузивной фазы, и имеют более разнообразную форму. Характер контактов гранитов с гранодиоритами, крупнозернистое сложение гранитов, а также наличие глубинных ксенолитов дают основание предположить, что граниты представляют II фазу внедрения, а не внутрикамерную инъекцию (дополнительный интрузив), как это утверждал Р.Н. Соболев (1964). М.М. Решко и В.М. Жукова, позднее изучавшие интрузивы, правильно выделили крупнозернистые граниты во II интрузивную фазу. Эти граниты пересекаются дайками мелкозернистых аплитов и гранитов. Реже наблюдаются тела неправильной формы, сложенные среднезернистыми гранитами (внутрикамерные инъекции).

В Топарском массиве развиты дайки мелкозернистых равномернозернистых диоритов, реже невадитовых гранит-порфиров и олигофировых гранит-порфиров, которые комагматичны интрузиву. Кроме того, встречаются единичные дайки липаритовых порфиров и невадитовых диорит-порфиров, по-видимому, принадлежащие вулканогенному комплексу C_{2-3} , так как они прорывают не только гранитоиды Топарского массива, но главным образом развиты среди автомагматических брекчий андезито-дацитового состава и гранодиорит-порфиров C_{2-3} (см. фиг. 5).

Интрузивы среднекарбонového возраста чаще имеют простое строение (Алтуайтский, Кентский, Каркаралинский, Жуанконурский и другие интрузивы), а именно в них могут быть выделены гранитоиды собственно интрузивной фазы и внутрикамерные инъекции (дополнительные интрузивы, дайки и пологие тела мелкозернистых гранитов). Крутопадающие дайки и штокоподобные тела среди внутрикамерных инъекций встречаются чаще, чем типичные пластовые. Последние более характерны в интрузивах гранитов C_3 -Р и Р. В среднекарбонových интрузивах, кроме того, развиты не только дайки, комагматичные интрузивам, но и более молодые наложенные серии даек, связанные с магматизмом более молодого возраста.

Интрузивы кварцево-диорит-монцодиоритовой формации (C_{2-3} ? (Р)). Наиболее типичными представителями этой формации являются интрузивы, приуроченные к вулканотектоническим депрессиям (Кокдомбакский, Кызыладьрский интрузивы) или вулканогенно-осадочным мульдам (Саякская группа интрузивов).

Кокдомбакский интрузив расположен в центральной части одноименной вулканотектонической депрессии. Его длина 14 км, а ширина до 4 км. Интрузив вытянут в близширотном направлении, прорывает андезиты и трахилипариты (?), относимые по аналогии с другими районами к кергетаской свите. А.К. Мясников (1974) предложил свиту, имеющую подобный состав вулканитов, датировать P_{1-2} . Эта точка зрения уже находит своих сторонников и среди исследователей Прибалхашья.

Породы собственно интрузивной фазы Кокдомбакского интрузива представлены кварцевыми монцодиоритами и кварцевыми диоритами, реже — монцонитами и диоритами, причем на поверхности обнажены главным образом эндокон-

тактовые фации интрузива и лишь с глубины 15 м, как это обнаружено бурением, появляются крупнозернистые разновидности пород. Кровля интрузива, судя по развитию трещин пологой отдельности, почти горизонтальна. Внутрикамерные инъекции имеют ограниченное развитие. Обычно это единичные дайки мелкозернистых кварцевых сиенитов, гранитов. Кроме того, в массиве наблюдаются дайки кварцевых сиенит-порфиров, которые Г.М. Царевой отнесены к субинтрузивным образованиям, как и изометричные тела резкопорфировидных неравномернозернистых кварцевых монцититов, ранее рассматриваемых в составе кокдомбакского интрузивного комплекса (см. статью Г.М. Царевой в настоящем сборнике).

Кызыладырский интрузив, приуроченный к центральной части вулканотектонической депрессии того же названия, площадью более 30 км² в периферической части сложен кварцевыми диоритами и кварцевыми монцодиоритами, а в центральной — мелкозернистыми резкопорфировидными гранитами. Он прорывает пермские трахиитпариты.

На первых стадиях изучения этого интрузива породы, слагающие интрузив, описывались в составе двух разновозрастных комплексов (Щербакова, 1967). Гранитоиды периферической части относились к С₂₋₃, а центральной — сопоставлялись с гранитами акчатауского (Р) комплекса. В 1974 г. В.И. Серых и др. пришли к выводу, что граниты центральной части Кызыладырского массива несопоставимы с акчатаускими ни по структуре, ни по составу. Они установили, что биотит-амфиболовые граниты содержат пониженные количества кварца (в среднем 27%) и являются образованиями III фазы кокдомбакского комплекса. Осмотр этого интрузива не вызвал у нас сомнений в том, что этот интрузив принадлежит к кокдомбакскому комплексу, но, по-видимому, правильнее рассматривать граниты центральной части интрузива принадлежащими не к самостоятельной фазе, а к дополнительным интрузивам, т.е. к внутрикамерным инъекциям.

Саянская группа интрузивов приурочена главным образом к центральной части Саянской мульды (грабен-синклинали), расположенной на сложноскладчатом основании нижнепалеозойских пород и имеющей размеры 40 × 60 км. В ее пределах обнаружено более 15 выходов гранитоидных пород (массивы Умит, Кунгисаяк, Лебай, Барак, Жамбас, Акшоко и др.). Большинство выходов гранитоидных пород расположено в пределах развития верхнепалеозойских туфогенно-осадочных отложений, и только интрузив Акшоко прорывает вулканогенно-яшмовые образования докембрийского возраста.

Возраст Саянской группы гранитоидов более или менее обоснован геологическими данными, так как интрузивы прорывают осадочные образования С₂ и С₃ (возможно Р) и перекрывающие их андезитобазальты и их туфы, датированные пермью. На ранней стадии изучения Саянский (Монич, Зворыгина, 1957; Бурдуков, 1960), как и Кокдомбакский (Гогель, Монич, 1962; Гаек, 1969) интрузивы относились к среднегерцинским образованиям. Наиболее крупным из интрузивов Саянской мульды является Умитский массив, имеющий сложные очертания в современном эрозионном срезе. Он вытянут в субширотном направлении более чем на 30 км при ширине 9 км (площадь более 300 км²). Площадь выходов гранитоидов Кунгисаяк составляет 75 км², Лебай — более 13 км², Барак — 4,5 км², Акшоко — 40 км². По геофизическим данным массивы Кунгисаяк, Умит, Джамбас и Лебай на глубине образуют единое гарполитоподобное интрузивное тело, вытянутое в северо-восточном направлении и погружающееся на глубину свыше 1 км в местах синклинальных прогибов кровли (Осадчий, данные 1974 г.). Нижняя граница интрузива Умит обнаруживается геофизическими наблюдениями на глубине 3,5–4 км (Хабибулин, Жамбакиев, 1973). Подводящие каналы плутона предполагаются в западном контакте массива Кунгисаяк и в южной части Умитского массива. В первые годы изучения саянские гранитоиды (Кулкашев и др., 1965, 1966; Русанов, 1966; Мирошниченко, Русанов, 1967) расчленялись на гранодиоритовый и более молодой гранитный комплексы, каждый из которых сопровождается большим количеством комагматичных ему дайковых пород (Русанов, 1966). Позднее Б.И. Русанов (1974)

рассматривает все гранитоиды в составе единого комплекса, причем для массивов Умит, Кунгисаяк, Акшоко и др. описывает постепенные переходы от крупнозернистых гранитов в центральной части тел, через гранодиориты и кварцевые диориты к диоритам эндоконтакта массива. Сложные очертания контактов массивов, их пологое залегание, близкая пространственная сопряженность, сходство химического состава дали основание Б.И. Русанову все массивы гранитоидов рассматривать как части единого крупного тела, объединяя их в позднепалеозойский (пермский) гранитоидный комплекс. Северо-восточный и северо-западный дайковые пояса, пространственно сопряженные с массивами Умит, Лебай и Кунгисаяк, он относит к самостоятельному дайковому комплексу, соответствующему заключительному этапу развития позднепалеозойской магматической формации. В более ранний период Б.И. Русанов (1966) считал, что основная медно-молибденовая минерализация появилась после даек плагиигранит-порфиров, и выделял, как и другие исследователи (Самсонов, Пожариский, 1974), дорудные, внутрирудные и пострудные дайковые породы второго этапа.

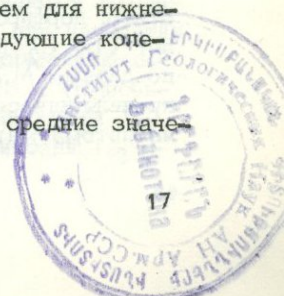
Осмотр автором наиболее интересных участков выходов интрузивных пород, а также многочисленных коллекций шлифов Б.И. Русанова показал, что гранитоиды Саякского района действительно следует рассматривать частями единого крупного тела и относить к единому интрузивному комплексу, в составе которого выделяются собственно интрузивная фаза и внутрикамерные инъекции (дополнительные интрузивы — среднезернистые граниты массива Акшоко, дайки мелкозернистых гранитов и аплитов). Для более поздних дайковых пород автором (при первичном изучении) установлены иные соотношения, чем те, что описывались Б.И. Русановым в пределах массивов Умит и Кунгисаяк. Часть даек в юго-западной части массива Умит, относимых к двум разновозрастным сериям, оказались разновозрастными образованиями, выполняющими сопряженные системы грешин. Последовательность появления даек в изученных участках следующая: гранодиорит-порфиры (плагиигранит-порфиры, по Б.И. Русанову), андезитовые порфиры → габбро-диабазы → габбро-порфириты. Эти данные показывают, что наиболее молодыми дайками в пределах массива Умит являются габбро-диабазы и габбро-порфириты. В свете новых данных дайковые породы Саякского района заслуживают дополнительного изучения.

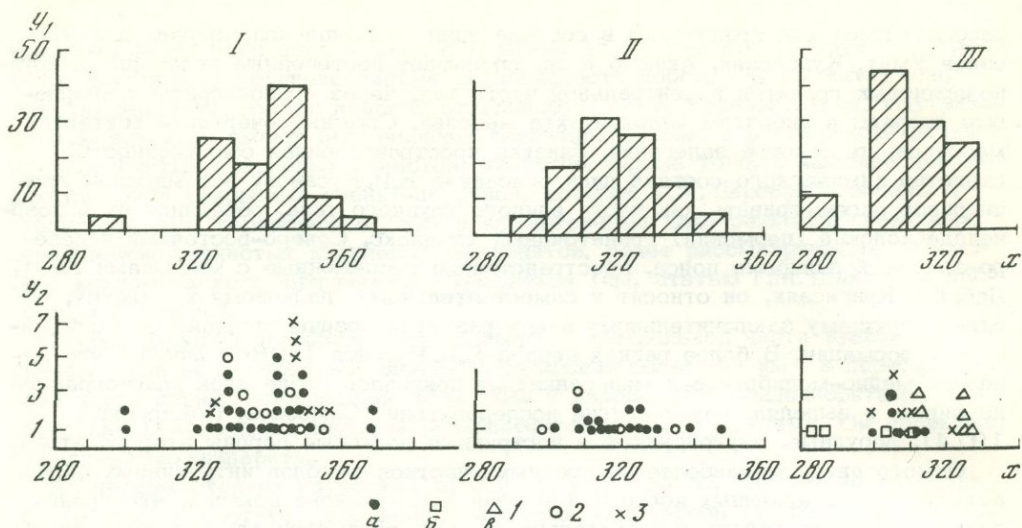
Из Саякской группы массивов наибольший эрозионный срез характерен для интрузива Акшоко, в котором обнажены крупнозернистые разновидности кварцевых диоритов наряду с среднезернистыми до крупнозернистыми, т.е. обнажены более глубинные части гранитоидов собственно интрузивной фазы. В.И. Фомичев (1973) предполагает становление массива Акшоко на больших глубинах, чем другие гранитоидные массивы района, и образование его за счет переплавления вулканогенно-ящмовых толщ. Петрографические типы пород Акшокинского и других интрузивов Саякской группы тождественны, близок и характер контактового метаморфизма пород. Все это не дает оснований предполагать значительно большие глубины формирования Акшокинского массива по сравнению с другими интрузивами Саякского района.

Таким образом, подводя итоги по геологическому строению интрузивов, заметим, что интрузивы нижнекарбонového возраста чаще обладают более сложным строением, чем строение интрузивов C_2 и C_{2-3} ? (P). Последние только начинают вскрываться, и судить о их глубинном строении по геофизическим данным с учетом близости составов собственно интрузивных фаз и более ранних внутрикамерных их инъекций не представляется возможным.

Данные геохронологии по интрузивам гранитоидов неустойчивого количественно-минерального состава Центрального Казахстана. В геологической литературе накоплен огромный фактический материал по геохронологическому датированию рассматриваемых трех возрастных групп интрузивов, причем для нижнекарбонových интрузивов зоны герцинид В.И. Серых отмечает¹ следующие коле-

¹ 310-374 — пределы колебаний отдельных определений, 343 — средние значения, (23) — количество определений.





Фиг. 6. Гистограммы данных геохронологии по интрузивам: I - Балхашскому (C_1), II - Топарскому (C_2), III - Кокдомбакскому, Кызыладырскому, Саяжской группе интрузивов (C_{2-3} ? (P)). Построены по данным автора и многочисленным материалам других исследователей (Каталог..., 1970; Иванов и др., 1961; данные М.М. Решко, В.М. Жуковой, Е.И. Серых и многих др.)

1 - I интрузивная фаза: а - гранитоиды C_1 , C_2 , C_{2-3} ? (P) - Кызыладырский интрузив, б - Кокдомбакский, в - Саяжская группа интрузивов; 2 - II интрузивная фаза; 3 - внутрикамерные инъекции; по осям: y_1 - частота встречаемости (в %), y_2 - количество определений, x - возраст (в млн. лет)

бания. Для внешней зоны $\frac{310-374}{343}$ (23), для внутренней зоны $\frac{309-368}{340}$ (23), для среднекарбонových внешней зоны герцинид $\frac{288-362}{328}$ (67), для средне-верхнекарбонových соответственно для внешней зоны $\frac{300-336}{320}$ (11), а внутренней зоны $\frac{295-352}{315}$ (20). Как показывают эти цифры, разброс значений находится в пределах 35 - 74 млн. лет независимо от приуроченности гранитоидов к той или иной тектонической структуре. Эти данные вряд ли могут быть использованы без соответствующего анализа каждой из полученных цифр, хотя А.А. Богданов и др. (1969) считают, что методы ядерной геологии позволяют уверенно выделять C_1 и C_2 интрузивные комплексы (C_1 - 373 млн. лет, C_2 - 335 млн. лет).

Рассмотрим некоторые радиологические данные, полученные автором и другими исследователями для опорных верхнепалеозойских интрузивов Центрального Казахстана.

Нами для ниже- и среднекарбонových опорных интрузивов сделано восемь определений радиологического возраста пород, а все имеющиеся на сегодня известные автору данные для опорных интрузивов (Каталог определений возраст... 1970; Бахтеев и др., 1965; Иванов и др., 1961; данные В.И. Серых и многих др.) отражены на фиг. 6. Если, по нашим данным, гранитоиды I фазы внедрения Топарского массива имеют возраст по биотиту 311-312 млн. лет, то, по данным М.М. Решко и В.М. Жуковой, - 300-325 млн. лет, по данным В. Боголепова 290-325 млн. лет. Гранитоиды II фазы, сложенные крупнозернистыми порфиroidными гранитами, по данным автора, имеют возраст 320 млн. лет (т.е. C_2 по геохронологической шкале фанерозоя; Афанасьев, Зыков, 1975), по данным М.М. Решко и В.М. Жуковой, - 300-314 млн. лет. Вулканиды C_{2-3} , проявляющиеся после андезитов и гранитоидов Топарского массива, по биотиту из автомагматических брекчий имеют возраст 316 млн. лет, а прорывающие

их гранодиорит-порфиры - 310 млн. лет (данные Г.М. Царевой, а дайка керсантитов в гранодиоритах - 308 млн. лет. Эти данные показывают близкие значения, часто встречающиеся в интервале 310-330 млн. лет; т.е. радиологическими методами нельзя различить разновозрастные образования в узлах развития полихронного магматизма. Причины появления сходных цифр требуют постановки специальных геохронологических исследований. Не исключено, что такое несоответствие цифр истинному возрасту обусловлено воздействием на гранитоиды вулканогенного комплекса C_{2-3} . Те же несоответствия обнаружены нами для нижнекарбового Балхашского интрузива, а другими исследователями - для C_{2-3} ? (P) Кокдомбакского и Саякской группы интрузивов, причем для Балхашского интрузива получены цифры от 300 до 368 млн. лет. Наиболее молодые значения возраста 300 млн. лет получены по гранодиоритам Балхашского интрузива в юго-восточной его части, т.е. в участке, где в 0,5 км южнее наблюдаются выходы гранитов C_3 -P. Абсолютный возраст средне-мелкозернистых гранитов дополнительного интрузива юго-восточнее месторождения Кенькудук 300 млн. лет. Эта цифра отражает не истинный геологический возраст пород, а время их контактового метаморфизма при внедрении более молодого интрузива, о чем мы можем судить по широкому развитию в породах вторичного биотита.

Для гранитоидов собственно интрузивной фазы массивов Кунгисаяк, Умит и Лебай средний абсолютный возраст - 326 млн. лет, в то время как для гранитов массива Кунгисаяк - 312 млн. лет (Монич и др., 1966).

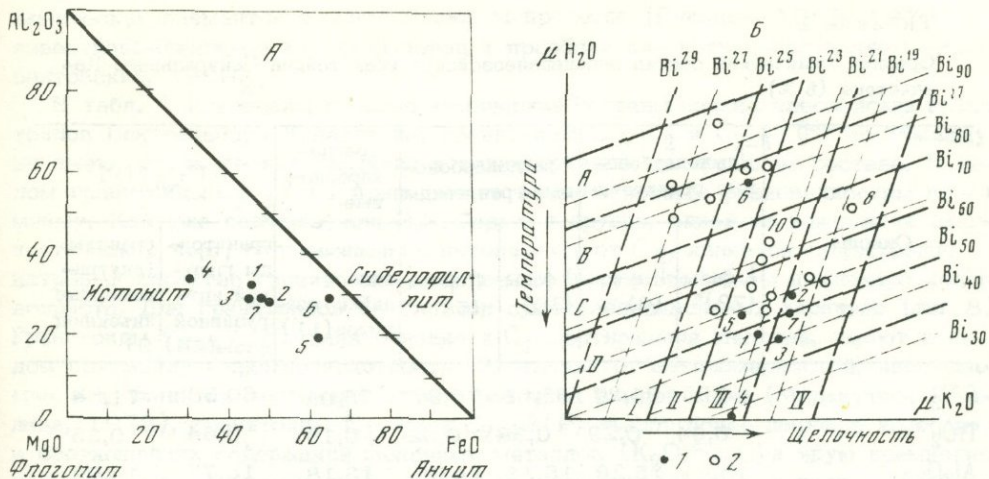
Таким образом, гранитоиды неустойчивого количественно-минерального состава имеют широкие колебания значений абсолютного возраста, что отражает процессы изменения пород в последующие этапы развития герригории. Данные по Казахстану имеют близкие значения к гранитоидам верхнего палеозоя Узбекистана, но габбро-гранодиоритовые и диорит-гранодиорит-гранитные интрузивы вместе с вулканогенными породами узбекские геологи (Аскаров и др., 1974) объединяют в карбон-нижнепермский комплекс гранитоидных и вулканогенных пород с абсолютным возрастом $266 \pm 10 - 310 \pm 17$ млн. лет, т.е. допускают интервалы колебания возраста до 70 млн. лет, не разделяя более подробно по возрасту. В Центральном Казахстане интрузивы, не различающиеся по геохронологическим данным, по геологическим данным принадлежат трем разновозрастным группам пород.

Петрографические особенности гранитоидов. Рассматриваемые верхнепалеозойские интрузивы Центрального Казахстана в эволюционном ряду обнаруживают отчетливо выраженную закономерность - наиболее неустойчивым количественно-минеральным составом, независимо от их формационной принадлежности, обладают гранитоиды собственно интрузивных фаз. Состав их колеблется в пределах одного интрузива от диоритов, через гранодиориты, кварцевые монцититы к гранитам. В дополнительных интрузивах и дайках составы более устойчивы и соответствуют обычно гранитам и реже гранодиоритам. Наиболее наглядно изменение типов пород в гранитоидах собственно интрузивной фазы видно на примере Топарского массива, где отчетливо прослеживается увеличение меланократовости пород в западной части интрузива и развитие типичных гранодиоритов и гранитов в восточной. Для эндоконтактовых зон интрузива с осадочными породами девона и силура характерно появление кварцевых монцититов и кварцевых монцодиоритов (см. фиг. 5).

Изучение характера зернистости в породах гранодиоритовых интрузивов показало, что грубозернистые и крупнозернистые разновидности в гранитоидах C_1 и C_2 пользуются большим распространением по сравнению с C_{2-3} ? (P). Так, в пределах Кокдомбакского массива они обнаруживаются с глубины 15 м от дневной поверхности и более, а в Саякском районе обнаруживаются только в интрузиве Акшоко. Составы опорных гранитоидных интрузивов при нанесении их на диаграмму щелочной полевой шпат - плагиоклаз - кварц классификационной диаграммы, рекомендованной XXIV Геологическим конгрессом (Воробьева, Ефремова, 1973), отчетливо различаются (см. фиг. 2). Гранитоиды C_1 принадлежат главным образом тоналитам и гранодиоритам, гранитоиды C_2 -

гранодиоритам и гранитам, а $C_{2-3}?$ (P) – кварцевым диоритам и монцодиоритам. Средний количественно-минеральный состав гранитоидов верхнего палеозоя, рассчитанный автором по своим данным и материалам других исследователей, указывает, что содержания главных породообразующих и второстепенных минералов в породах изменчивы для всех трех рассматриваемых возрастных групп интрузивов гранитоидов. Среди гранитоидов C_1 типичны биотит-роговообманковые разновидности пород, причем в более меланократовых разностях роговая обманка обычно преобладает над биотитом. Содержания рудных и акцессорных минералов не превышают в сумме 5,6%; среднее содержание рудных и акцессорных минералов равно 3,1%. В среднекарбовых интрузивах наиболее типичны для собственно интрузивных фаз гранодиориты и граниты, а в эндоконтактовых фациях отчетливо колебание содержаний кварца и породы соответствуют кварцевым монцонитам и кварцевым монцодиоритам. В интрузивах Топарском и Алтуайт наряду с биотит-роговообманковыми разновидностями появляются пироксен-биотит-роговообманковые, причем содержания пироксена (авгит) не превышают 8,2%. В целом уменьшается в породах содержание рудных минералов (0,2-2,8%), причем содержания рудных и акцессорных минералов в интрузивах закономерно, составляя в среднем для Топарского интрузива 0,7%, массива Алтуайт – 2,1 Жуанконур – 1,4%. Близкие содержания этих минералов установлены и для других среднекарбовых интрузивов. В интрузивах $C_{2-3}?$ (P), как это хорошо видно для Саяжской группы, среди цветных минералов увеличивается в составе пород роль пироксена и биотита по сравнению с роговой обманкой, причем содержания пироксена в кварцевых монцодиоритах составляют до 19,2% в Саяжских гранитоидах и до 29,8% в Кандомбакских, а биотита в отдельных разновидностях пород – до 17,2%. В.И. Фельдман (данные 1973 г.), сделав пересечение Кокдомбакского интрузива в меридиональном направлении, приводит следующие цифры колебаний содержаний породообразующих минералов в Кокдомбакском интрузиве для гранитоидов собственно интрузивной фазы (в %): плагиоклаз – 31,8-74,2, кали-натровый полевой шпат – 0-33,2, кварц – 2,2-24,5, пироксен – 0-29,8, роговая обманка – 1,0-11,3, биотит – 0-19, акцессорные и рудные – 1,8 до 4,8. Количественно-минеральные составы гранитоидных интрузивов, сохранившихся в небольших полихронных массивах, судя по немногочисленным количественно-минеральным подсчетам пород, имеют широкие колебания составов (в %): плагиоклаз – 7,6-50,3, кали-натровый полевой шпат – 7,4-58, кварц – 12-45, роговая обманка – 0-23,5, биотит – 3,7-22, акцессорные и рудные – от 0-3. Часто обнаруживаются новообразованные минералы, связанные с процессом воздействия на эти породы более молодых интрузивов (появление мелкочешуйчатого биотита по роговой обманке, графические структуры, связанные по-видимому, с процессами температурного изменения пород, новообразования кали-натрового полевого шпата). Эти изменения в гранитоидах в некоторых случаях затрудняют их формационное расчленение (массив Карашоки, Восточно-Акчатауский и пр.).

Главные породообразующие минералы, плагиоклаз и кали-натровый полевой шпат обнаруживают широкие оптические свойства, имеют главным образом непорядоченную модификацию; на данной стадии изучения не замечено резких различий в трех формационных группах пород. К сожалению, мы располагаем пока единичными химическими анализами биотитов и роговых обманок. Биотитам свойствен промежуточный состав между истонитом и сидерофиллитом (фиг. 7, а), причем биотиты Балхашского интрузива (C_1) более железистые, чем Топарского (C_2) и обладают более низкой щелочностью (фиг. 7, б). Биотиты гранитоидов балхашского комплекса по сравнению с кокдомбакским ($C_{2-3}?$ (P)) имеют большую железистость, по Е.К. Зворыгиной и др. (1973). Биотиты из интрузивов C_1 (Балхашский), C_2 (Топарский) все диоктаэдрические, причем более типична модификация I M (3T) и реже – политипная модификация 2M (1/71 – биотит из крупнозернистых гранитов II интрузивной фазы; 15/71 – из гранодиорит-порфириной дайки севернее массива Восточный Коунрад, залегающей в гранодиоритах главной интрузивной фазы Балхашского интрузива). Независимо от того, принадлежит ли биотит к типичному кристаллизующемуся



Фиг. 7. Диаграммы состава биотитов.

А — состав биотитов, цифры на рисунке: 1, 2 — из гранодиоритов I интрузивной фазы; 3 — из гранитов II интрузивной фазы; 4 — из дайки керсантитов среди гранодиоритов Топарского массива; 5 — из гранодиоритов главной интрузивной фазы; 6 — из гранитов дополнительного интрузива. 7 — из гранодиорит-порфиров среди гранодиоритов Балхашского интрузива. Б — изменения железистости глинозема биотитов в зависимости от химических потенциалов калия (μK_2O) и воды (μH_2O). 1 — данные автора по биотитам пород Центрального Казахстана, 2 — Данные В.С. Иванова для биотитов из гранитоидов Западно- и Восточно-Иультинского интрузивов (Центральная Чукотка), 1970. Цифры на рис. соответствуют обозначениям диаграммы рис. 7А, I–IV — поля щелочности

из расплава или он контактово-метаморфический, — не обнаруживается различий и принадлежит модификации I М. В то же время контактово-метаморфический биотит резко отличается более низкой температурой образования, если судить по его составу (точка 6 на фиг. 7, б по материалам автора). Интересно, что биотит из дайки гранодиорит-порфиров среди гранитоидов Токрауского полихронного массива близок по составу к биотитам Топарского. Еще меньшая железистость у биотита единичной дайки керсантитов, обнаруженной в пределах Топарского массива. Биотит из керсантитов наиболее близок по составу к автомагматическим брекчиям и субинтрузивным гранодиорит-порфирам C_{2-3} , ранее неправильно относимым Е.Б. Яковлевой и О.В. Парфеновой (1973) к Топарскому комплексу (см. статью Г.М. Царевой в настоящем сборнике). Аналитические данные по минералам гранитоидов неустойчивого количественно-минерального состава рассматриваемой территории Казахстана, к сожалению, в литературе практически отсутствуют, не считая данных В.В. Потапова и И.Н. Маликовой (1974). Эти авторы изучили биотит и роговую обманку из гранитоидов полихронного Каракаралинского массива, но, к сожалению, основная масса биотита в этих породах, как это отмечается и нами, не связана с первичной кристаллизацией из магматического расплава, а биотит развивается, как правило, метасоматически, замещая роговую обманку и другие минералы, под воздействием более молодых гранитов. В полихронных массивах, не только Каркаралинском, но и в массивах Кызылтай и др. действительно широко развита биотитизация пород, обусловленная внедрением более молодых гранитоидных интрузивов, и этот факт не дает основания рассматривать такие массивы как единые плутоны, как это делают В.В. Потапов и И.Н. Маликова (1974).

Особенности химизма гранитоидов. В настоящее время по гранитоидам накоплено большое количество химических анализов, позволяющее рассмотреть

Таблица 1

Средний химический состав верхнепалеозойских гранитоидов Центрального Казахстана (в %)

Окислы	Нижнекарбон- вые гранитоиды		Среднекарбон- вые гранитоиды		Средне- карбон- вые	C ₂₋₃ ? (P)	
	I фазы (72)*	II фазы (6)	I фазы (70)	II фазы (5)		пологие тела и дайки гра- нитов (11)	гранитоиды глав- ной инт- рузивной фазы (54)
SiO ₂	64,25	69,27	65,68	70,37	75,51	60,53	71,54
TiO ₂	0,64	0,29	0,56	0,32	0,16	0,64	0,25
Al ₂ O ₃	15,91	15,29	15,11	14,96	13,18	15,75	14,02
Fe ₂ O ₃	2,55	0,98	2,91	1,50	0,84	2,49	1,09
FeO	4,80	2,13	2,25	1,82	0,68	3,19	1,02
MnO	0,09	0,05	0,07	0,05	0,07	0,08	0,04
MgO	2,36	1,17	1,96	1,03	0,28	4,46	2,12
CaO	4,71	2,76	3,24	2,28	0,99	4,62	0,86
Na ₂ O	3,41	4,05	3,34	3,32	3,12	3,68	3,70
K ₂ O	2,58	2,80	3,77	4,14	4,75	2,58	3,86
K ₂ O + Na ₂ O	5,99	6,85	7,11	7,46	7,87	6,26	7,56
$\frac{K_2O}{K_2O + Na_2O}$	0,43	0,41	0,53	0,56	0,60	0,41	0,51
$\frac{Na_2O}{K_2O + Na_2O}$	0,57	0,59	0,47	0,44	0,40	0,59	0,49
$\frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$	0,76	0,73	0,72	0,76	0,84	0,56	0,50
$\frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO}$	0,35	0,32	0,56	0,45	0,55	0,44	0,52
$\frac{K_2O + Na_2O}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$	0,62	1,6	1,0	1,71	4,37	0,62	1,78
$\frac{K_2O + Na_2O}{Al_2O_3}$	0,38	0,45	0,47	0,50	0,60	0,40	0,54
K ₂ O/Na ₂ O	0,8	0,7	1,1	1,2	1,52	0,7	1,0

* В скобках дано количество анализов.

эволюцию химизма как в отдельных гранитоидных интрузивах, так и в целом для конкретных возрастных групп. Для Северного Прибайкалья вопросы эволюции химизма в отдельных позднепалеозойских интрузивах и комплексах, в том числе и неустойчивого количественно-минерального состава, рассматривались Е.В. Рыбалтовским (1969), Б.И. Русановым (1973), В.Д. Стеркиным (1974), В.С. Поповым и др. (1974) и др. Эти исследователи отмечали значительные колебания в составе главных породообразующих окислов, скачкообразный характер изменения, показывающий, что процессы дифференциации не играли существенной роли в образовании гранитоидов, возрастание кремнекислоты от ранних ритмов к поздним (Попов и др., 1974), повышение кремнекислотности от ранних фаз к поздним в пределах комплексов (Стеркин, 1974), разделение

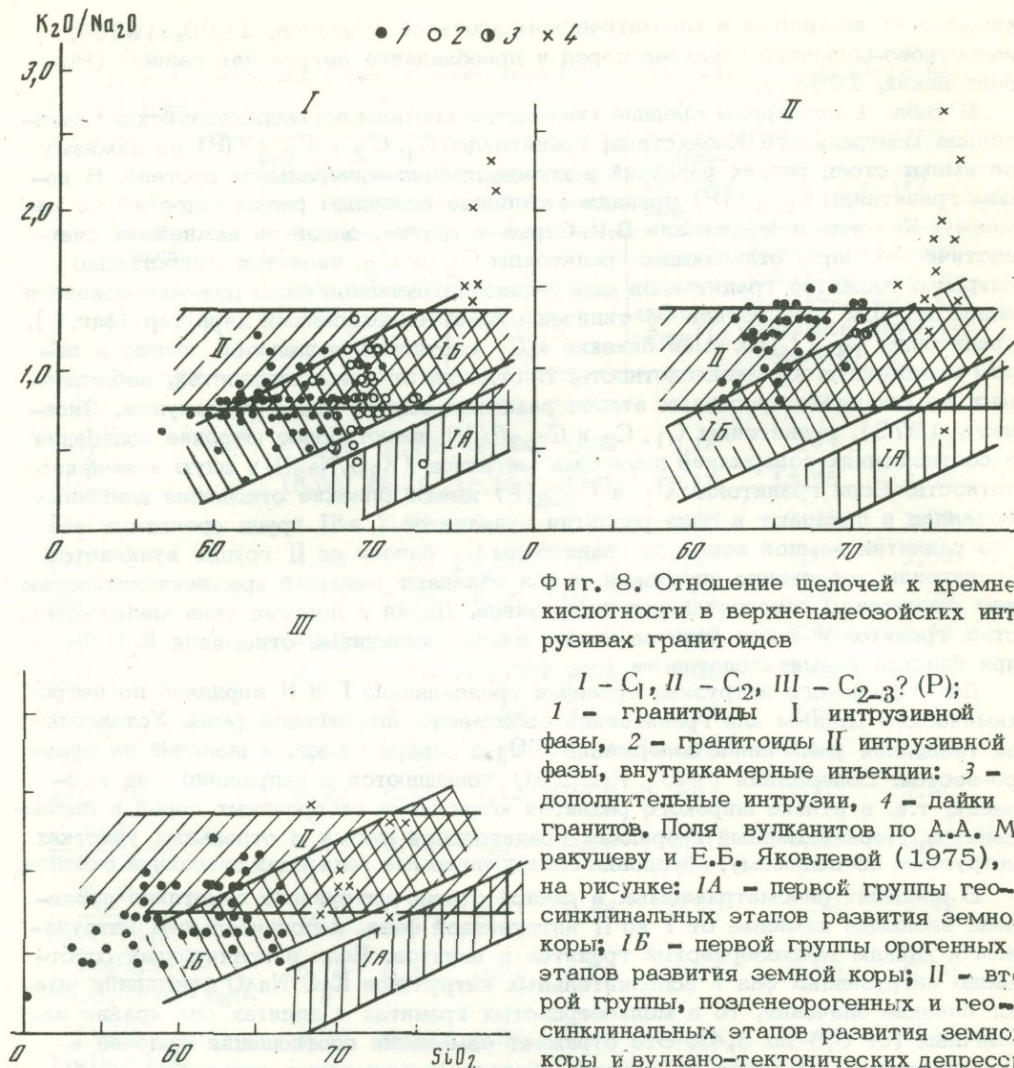
химических элементов в магматическом процессе (Русанов, 1969, 1973), известково-щелочной характер пород и преобладание натрия над калием (Рыбалтовский, 1969₂).

В табл. 1 приведены средние химические составы верхнепалеозойских гранитоидов Центрального Казахстана; гранитоиды C_1 , C_2 и $C_{2-3}?$ (P) по химизму не имеют столь резких различий в количественно-минеральном составе. В целом гранитоиды $C_{2-3}?$ (P) принадлежат более основным разновидностям по химизму. Как уже подчеркивали В.И. Серых и другие, одной из важнейших диагностических черт, отличающих гранитоиды C_1 от C_2 , является существенно натровый характер гранитоидов собственно интрузивной фазы нижекарбонového возраста. Для гранитоидов C_2 типичен существенно калиевый характер (фиг. 8). Гранитоиды $C_{2-3}?$ (P), имея близкие к C_1 соотношения щелочей, имеют в целом пониженную кремнекислотность. В отличие от закономерностей, наблюдаемых в вулканитах орогенных этапов развития земной коры (Маракушев, Яковлева, 1975), гранитоиды C_1 , C_2 и $C_{2-3}?$ (P) имеют более широкие колебания в соотношениях содержаний щелочных металлов (K_2O/Na_2O) и иную кремнекислотность. Если гранитоиды C_1 и $C_{2-3}?$ (P) имеют близкие отношения щелочных металлов и попадают в поле развития вулканитов I и II группы орогенных этапов развития земной коры, то гранитоиды C_2 близки ко II группе вулканитов. Гранитоиды собственно интрузивных фаз обладают меньшей кремнекислотностью, чем гранитоиды дополнительных интрузивов. Дайки и пологие тела мелкозернистых гранитов и дайки аллитов имеют очень изменчивые отношения K_2O/Na_2O при близкой кремнекислотности (см. фиг. 8).

Для Топарского интрузива проведен тренд-анализ I и II порядков по петрохимическим данным для гранитоидов собственно интрузивной фазы. Установлена тенденция увеличения содержаний SiO_2 с севера на юг, а щелочей на северо-восток. Содержания Fe_2O_3 , FeO , CaO повышаются в направлении на юго-запад, т.е. в районе широкого развития ксенолитов габброидных пород и пироксенитов. Неравномерный гибридность гранитоидной магмы в отдельных участках интрузива, по-видимому, обусловил обнаруживаемые тенденции поведения окислов.

В пределах рассматриваемых в данной статье интрузивов отчетливо проявлена эволюция химизма от I ко II интрузивной фазе, дополнительным интрузивам и дайкам мелкозернистых гранитов и аллитов. Если в гранитоидах собственно интрузивных фаз и дополнительных интрузивов K_2O/Na_2O отношения имеют близкие значения, то в мелкозернистых гранитах и аллитах они крайне изменчивы (от 0,5 до 3,4). Это отражает изменение соотношения щелочей в магматическом процессе на поздних стадиях формирования интрузивов и обогащение расплавов калием в отдельных инъекциях магмы. Более низкая общая щелочность расплавов интрузивов C_1 , чем щелочность расплавов интрузивов C_2 , отчетливо выражена не только в химизме пород, но и химизме биотитов, так как биотиты C_1 имеют большую железистость, чем биотиты C_2 гранитоидов (см. фиг. 7). Для интрузивов C_1 характерна меньшая степень окисленности железа (0,32–0,35) по сравнению с таковой для интрузивов C_2 (0,44–0,56) и $C_{2-3}?$ (P) (0,72–0,76). Если гранитоиды C_1 , C_2 обладают близкой железистостью (0,57–0,94), то у гранитоидов $C_{2-3}?$ (P) эти значения значительно ниже (0,5–0,56). Таким образом, гранитоиды трех выделенных формаций – тоналит-гранодиоритовой, гранодиорит-гранитной и кварцево-диорит-монодиоритовой – имеют ряд специфических черт, что дает основание предполагать, что гранитоиды C_1 , имеющие меньшую степень окисленности железа, формировались на несколько больших глубинах, чем гранитоиды C_2 и $C_{2-3}?$ (P), хотя все эти гранитоиды по типу пород принадлежат к гипабиссальным.

Акцессорно-минералогические особенности гранитоидов. Специальным изучением акцессорных минералов верхнепалеозойских гранитоидов, включая и гранитоиды неустойчивого количественно-минерального состава, много лет занималась Г.Н. Гогель (1966, 1974; Гогель, Менич, 1962). Она в своих работах подчеркивала, что ассоциации акцессорных минералов, количество этих минералов и частота их встречаемости как в целом в возрастных группах пород, так и в одном интрузиве непостоянны, но хорошо согласуются с составами



Фиг. 8. Отношение щелочей к кремнекислотности в верхнепалеозойских интрузивах гранитоидов

I - C₁, II - C₂, III - C₂₋₃? (P);
 1 - гранитоиды I интрузивной фазы, 2 - гранитоиды II интрузивной фазы, внутрикамерные инъекции; 3 - дополнительные интрузии, 4 - дайки гранитов. Поля вулканитов по А.А. Макарушеву и Е.Б. Яковлевой (1975), на рисунке: IA - первой группы геосинклинальных этапов развития земной коры; IB - первой группы орогенных этапов развития земной коры; II - второй группы, позднеорогенных и геосинклинальных этапов развития земной коры и вулcano-тектонических депрессий

гранитоидов, а также с послемагматическими воздействиями на них. Г.Н. Гогель отмечала ограниченное разнообразие акцессорных минералов для гранитоидов неустойчивого количественно-минерального состава и подчеркивала, что магнетит, ильменит, сфен, апатит, магматический циркон, оргит и сульфиды металлов (спорадически в ничтожных количествах) встречаются в C₁ и C₂ интрузивах, причем количество магнетита, сфена и апатита в них повышенное. Все главные акцессорные минералы тождественны в разновозрастных группах пород, имеют одинаковые морфологические особенности отдельных минералов и образовались почти исключительно в основную фазу кристаллизации расплава. Различия наблюдаются лишь в частоте встречаемости и количественных содержаниях отдельных минералов. Циркон и апатит наблюдаются только в виде высокотемпературной магматической разновидности. Характерно почти полное отсутствие пневматолитовых минералов, из которых лишь спорадически отмечается в ничтожно малых количествах флюорит. В некоторых пробах из Саякского массива обнаружен турмалин. Как установлено нашими исследованиями и другими авторами (Гогель, Мониц, 1962, Гогель, 1966, Абдрахманов и др., 1967, данные Б.И. Русанова, В.И. Серых и др.), пирит, халькопирит, молибденит, галенит являются проходящими наложенными минералами во всех типах гранитоидов, отражая послемагматическую историю формирования пород. Анализ имеющихся литературных данных и единичных данных автора показывает, что

по видовому составу разновозрастные граниты не различимы. Для всех них характерна магнетит-сфен-апатит-цирконовая ассоциация аксессуарных минералов. Халькопирит и молибденит как самостоятельные минералы обнаружены в гранитоидах C_1 (Балхашский интрузив) и C_2 (Жуанконур). Кроме того, халькопирит встречается в гранитоидах массива Алтгайт, Кокдомбакский, в Саякской группе интрузивов. Только в дайке гранодиорит-порфиров северо-восточного простирания среди гранодиоритов в Токрауском районе обнаружена самородная медь. Заметим, что каледонские гранитоиды, обнаруженные среди полихронного Токрауского массива, по нашим данным, имеют иной видовой состав аксессуарных минералов (магнетит, апатит, циркон, флюорит, пироклор, корунд, пирит, арсенопирит, самородная медь). В них не обнаружен сфен, т.е. типична магнетит-апатит-цирконовая ассоциация аксессуарных минералов.

Таким образом, качественные аксессуарно-минералогические особенности разновозрастных верхнепалеозойских гранитоидов неустойчивого количественно-минерального состава не могут служить основанием для расчленения гранитоидов.

Металлогенетические особенности гранитоидов и соотношения медной и медно-молибденовой минерализации с гранитоидами верхнего палеозоя. Изучение содержаний металлических рудных элементов и элементов группы железа в рассматриваемых гранитоидах показало широкие колебания содержаний Cu, Zn, Pb, Sn, Mo, Cr, Ni и Co в гранитоидах C_1 , C_2 . Пределы колебаний содержаний и средние содержания элементов приведены в табл. 2.

Как видно из табл. 2, возрастное расчленение гранитоидов по геохимическим данным не представляется возможным, и разновозрастные верхнепалеозойские гранитоиды неустойчивого количественно-минерального состава не обнаруживают отчетливо выраженного геохимического облика. Привлечение материалов других исследователей по геохимии гранитоидов подтверждает эти выводы. Изменения содержаний элементов в пределах отдельных интрузивных массивов закономерно уменьшаются в эволюционном ряду содержания Sn, Ni и Co и увеличиваются содержания Pb в некоторых интрузивах (Топарский, Жуанконур), в то время как другие элементы, судя по изменению средних содержаний, не имеют подобной тенденции.

Изучение содержаний металлических рудных элементов и элементов группы железа в интрузиве Кент по вертикали на 500 м показало отсутствие направленного накопления этих элементов и очень незакономерное их распределение. Все эти данные показывают, что в гранитоидах, обнаруживающих явления гибридности, распределение элементов незакономерно как по площади в горизонтальном срезе, так и по вертикали.

В целом гранитоиды неустойчивого количественно-минерального состава обнаруживают металлогенетическую специализацию на Cu, Mo, Co и Ni, причем повышенные содержания Co и Ni, по-видимому, связаны с широким развитием гибридности. В эволюционном разновозрастном ряду (массив Южный Жуанконур) содержания этих элементов закономерно уменьшаются. К.А. Абдрахманов, Е.В. Рыбалтовский, В.С. Горяева (1967), изучавшие гранитоиды Мамантасского массива, пришли к выводу, что в этих гранитоидах не устанавливается резко выраженной геохимической специализации, хотя в целом ряде участков гранитоидов и наблюдаются слабые признаки халькопиритовой минерализации. В.И. Серых, А.Н. Новичкова и др., изучая формы вхождения меди в минералах гранитоидов и содержание меди в гранитоидах и вмещающих породах, отчетливо показали, что средние содержания меди (в г/т) в нижнекарбонатных интрузивах (Токрауский, Джангельды) и среднекарбонатных (Топарский) интрузивах в 2-4 и более раз выше кларка для кислых пород, и в целом для меди характерна та же тенденция, что и для каледонских гранитоидов - падение концентраций меди в сторону кислых пород (Серых, 1963). Для Топарского интрузива нами установлены те же тенденции поведения меди, в то время как для Южного Жуанконура - противоположные. В.И. Серых, Г.Б. Левашов и И.И. Милхов пришли к выводу, что состав вмещающей среды, видимо, не играет существенной роли в медном рудогенезе.

Таблица 2

Средние содержания металлических рудных элементов и элементов группы железа

Массив	Горные породы	Количество анализов	Металлические	
			Cu	Zn
Нижнекарбонатные гранитоиды				
Балхашский	Крупнозернистые гранодиориты, гоналиты	20	$\frac{20-80^{***}}{45}$	$\frac{80-100}{93}$
Среднекарбонатные гранитоиды				
Топарский	Гранитоиды I фазы	52	$\frac{20-400}{83,3}$	$\frac{50-100}{50}$
То же	Крупнозернистые порфировидные граниты II фазы	13	$\frac{2-80}{23,7}$	$\frac{40-70}{58,5}$
Кент	Гранодиориты	35	$\frac{20-1500}{98,3}$	$\frac{50-150}{78,6}$
Каргалинский*	То же	5	$\frac{38-62}{43}$	$\frac{29-62}{45}$
Южный Жуанканур**	Гранитоиды собственно интрузивной фазы	20	$\frac{50-150}{86}$	$\frac{40-100}{104}$
То же	Мелко-среднезернистые граниты дополнительного интрузива	19	$\frac{50-1000}{290}$	$\frac{40-70}{51,6}$
"	Мелкозернистые граниты из даек	14	$\frac{30-1500}{153,5}$	$\frac{50-100}{57,1}$
Мамангасский	Гранитоиды собственно интрузивной фазы	8	10	сл.
То же	Крупнозернистые биотитовые граниты	31	$\frac{50}{20}$	$\frac{30}{60}$

* Данные Г.Т. Скублова. ** Абдрахманов и др., 1967, датировали нижнекарбонатным.
 *** Кларки по А.П. Виноградову (1962).

Эти авторы обобщили материалы других исследователей по другим регионам, использовали личные материалы по Прибалхашью и пришли к выводу, что амфиболы, биотиты, пироксены не играют существенной роли в накоплении меди в породах в районах развития медной минерализации, а медь в минералах присутствует главным образом в легко экстрагируемых формах и реже прочно связана со структурой минералов. Это обуславливает легкую подвижность меди и практически "сквозную" металлогению. Если В.И. Серых, Г.Б. Левашов и И.И. Милков считают, что сульфидная медь не характерна для мономинеральных проб из гранитоидных пород, то, по нашим данным и данным других исследователей (Гогель, Монич, 1962; Гогель, 1966), в ряде интрузивов не только рудоносных (Балхашский, Алгауйт и др.), но и безрудных (Кокдомбакский) в шлихах постоянно обнаруживается халькопирит.

Прежде чем перейти к рассмотрению соотношений медной и медно-молибденовой минерализации с гранитоидами верхнего палеозоя, заметим, что многочисленные медные и медно-молибденовые месторождения и рудопроявления приурочены к северной части Джунгаро-Балхашской складчатой системы. Схема размещения в обобщенном виде уже приводилась в работе А.К. Каюпова и В.В. Колесникова (1974). Эти авторы для Токрауского синклинали отмечают хорошую увязку размещения медно-молибденовой минерализации с блоковой тек-

в гранитоидах C_1 и C_2 Центрального Казахстана (в г/г)

рудные элементы		Элементы группы железа			
Pb	Sn	Mo	Cr	Ni	Co
Нижнекарбонатные гранитоиды					
$\frac{10-40}{17}$	$\frac{3-5}{3,6}$	$\frac{2-3}{2,8}$	$\frac{20-70}{32}$	$\frac{20-40}{28,5}$	$\frac{20-50}{30}$
Среднекарбонатные гранитоиды					
$\frac{10-40}{20,3}$	$\frac{2-5}{3,0}$	$\frac{2-8}{4,9}$	$\frac{30-200}{98,6}$	$\frac{30-70}{43,6}$	$\frac{10-40}{22,9}$
$\frac{20-40}{22,3}$	$\frac{2-4}{2,5}$	$\frac{2-3}{2,2}$	$\frac{30-100}{52,3}$	$\frac{20-30}{33,0}$	$\frac{8-100}{18,9}$
$\frac{10-300}{25,3}$	$\frac{2-3}{2,7}$	$\frac{2-4}{2,6}$	$\frac{30-70}{43,1}$	$\frac{20-50}{32,0}$	$\frac{10-100}{18,4}$
$\frac{20-44}{31}$	$\frac{сл-5}{3,1}$	$\frac{1,3-3,7}{2,0}$	$\frac{сл-50}{25}$	$\frac{23-42}{31}$	$\frac{12-26}{18}$
$\frac{20-40}{32}$	$\frac{3-6}{3,9}$	$\frac{2-4}{2,4}$	$\frac{10-60}{37,5}$	$\frac{15-30}{23,2}$	$\frac{10-20}{17,2}$
$\frac{30-60}{45,3}$	$\frac{3-5}{3,4}$	$\frac{2-10}{3,1}$	$\frac{6-15}{9,2}$	$\frac{8-15}{12,3}$	$\frac{4-30}{10,1}$
$\frac{20-100}{45}$	$\frac{3-6}{3,4}$	$\frac{2-4}{2,3}$	$\frac{30-1500}{153,6}$	$\frac{6-10}{8}$	$\frac{4-8}{5,4}$
10	9	сл.	20	4	7
20	6	1	10	3	20
20	3	1	25	8	5

тоникой и приуроченность месторождений и большей массы рудопроявлений к приподнятым (горстообразным) блокам (Коунрад и др.), и реже встречаются в опущенных (грабенообразных) блоках. В последнем случае они, как правило, локализованы в бортовых частях кольцевых вулканогенных структур кальдерного типа. По мнению указанных авторов, количественно резко преобладают медно-порфировые месторождения и рудопроявления, образовавшиеся в орогенные этапы формирования Джунгаро-Балхашской складчатой системы, и подчеркивается ассоциация месторождений и точек минерализации с гранитоидами балхашского, топарского, кокдомбакского и калдырминского комплексов. Е.К. Зворыгина (1968) месторождения меди генетически связывала с гранитоидами раннегерцинского комплекса (т.е. с C_1), а месторождения свинца — с гранитоидами среднегерцинского комплекса (C_2). Е.В. Пучков и Г.Х. Гильмутдинов, изучавшие медно-порфировые месторождения Северного Прибалхашья, предполагают рудоносность вулканоплутонических комплексов C_2 , C_{2-3} и плутонического C_3 (Коунрад, Кенькудук, Каскырказган). Позднее А.В. Пучков связывал оруденение с "малыми интрузиями" коунрадского комплекса C_{2-3} , М.И. Жуков (1972) — с поствулканическими малыми интрузиями, О.Е. Балуга (1971) — с малыми порфировыми интрузиями C_2 , Ю.К. Кудрявцев и др. (1971) — с кокдомбакским (C_3), В.В. Аристов и др. (1972) с пермским (?) комплексами.

Г.П. Бурдуков и др. (1969) связь медной минерализации с верхнепалеозойскими интрузиями габбро-гранодиоритовой вулканоплутонической формации считали парагенетической, так как медная минерализация накладывается не только на гранитоиды, но и дайки второго этапа. И.Г. Павлова (1970) и Ю.П. Рождественский (1972) отмечают, что для Северного Прибалхашья установлена связь таких месторождений с вулканическими поясами.

По материалам сборника "Геология меднопорфировых месторождений Казахстана и Средней Азии" для Казахстана особенно выявляется разнообразие точек зрения о связях меднопорфировых месторождений с магматизмом. Так, Б.С. Зейлик писал о связи рудного вещества с гранодиоритовой магмой и указывал на мобилизацию, регенерацию этого вещества при внедрении поздних интрузий лейкокраговых и аляскитовых гранитов. Г.С. Букуров связывает медную минерализацию с C_{2-3} (топарским), C_3 (калдырминским) и Р (акчатауским) комплексами. П.К. Жуков и В.В. Колесников отмечали пространственную связь меднопорфировых месторождений с гранодиоритовой формацией. Л.И. Сериков и В.Н. Пшеничников образование Коунрадского месторождения связали с C_1 вулканогенным комплексом. З.М. Нурбаев, А.И. Полетаев как в 1972 г., так и позднее (1973) предполагали наличие в Центральном Казахстане и Южной Джунгарии единой намюр-среднекаменноугольной андезитогранодиоритовой вулканоплутонической формации, причем формирование меднопорфировых месторождений связывают с "порфировыми" малыми интрузиями, завершающими становление этой формации. Последние они относят к дополнительным интрузивам топарского (C_2) комплекса. Они предполагают единую C_1-C_2 эпоху меднопорфирового рудообразования.

М.А. Васильев, Е.В. Пучков и В.С. Могилин (1973) для Токрауского района описывают пространственную приуроченность медно-молибденовой минерализации к плагиигранитам C_2 и малым телам верхнекарбонных гранит-порфиров и считают, что основная медно-молибденовая минерализация связана с последними. По данным В.И. Серых и др., изучавших с 1971 по 1974 г. гранодиоритовые интрузивы, медно-молибденовая минерализация кварцево-жильно-прожилково-вкрапленного типа связана с дополнительными интрузивами гранодиоритовых комплексов нижнекарбонного балхашского (месторождения Кенькудук, Каскырказган и др.), среднекаменноугольного (топарского: месторождение Акбиик и др.), а также с предбатолитовыми порфировыми интрузиями (собственно меднопорфировое месторождение Коунрад и др.) и реже с верхнекарбонными гранитоидами (Алтуайт, Карагас и др.).

Таким образом, приведенные данные показывают, насколько разнообразны и обильны точки зрения, как часта смена этих точек зрения и как велика сложность решения вопроса в целом.

Не касаясь классификационных типов минерализации, так как автор специально исследованием минерализации не занималась, отметим, что нами наблюдались следующие соотношения медной и медно-молибденовой минерализации и гранитоидов. В интрузивах неустойчивого количественно-минерального состава независимо от их возраста наблюдается медная, реже медно-молибденовая минерализация. Об этом мы можем судить по присутствию в гранитоидах видимого халькопирита и вторичных минералов меди. Масштабы их развития крайне различны. Так, вторичные минералы меди типичны в гранитоидах эндоконтактовых зон Топарского среднекарбонного массива. Примазки медных минералов наблюдают и в среднетемпературных кварцевых жилах среди гранодиоритов этого интрузива. Кроме того, наблюдается присутствие халькопирита, связанного с формированием более древних комплексов, судя по единичным ксеноклитам с халькопиритовой минерализацией в гранитоидах. Медно-молибденовая минерализация в пределах Токрауской впадины, Коунрадского поднятия и обрамления впадины на западе, востоке и севере обнаруживается в гранитоидах C_1 (Балхашский интрузив), C_2 (Алтуайт и др.), C_{2-3} ? (Р) (Саякская группа интрузивов). Но вряд ли следует связывать эту минерализацию с дополнительными интрузивами, а также с предбатолитовыми порфировыми интрузиями, как это предполагают В.И. Серых и другие. Наиболее правильно рассматривать ми-

нерализацию производными комплекса в целом, а не отдельных его составляющих (внутрикамерных инъекций). Возраст так называемых предбатолитовых интрузий в пределах Коунрадского рудного поля, где наблюдаются одновременно гранодиорит-порфиры и порфиридные гранодиориты, к сожалению, контакт тектонический и нет доказательств более древнего возраста гранодиорит-порфиров. Севернее Коунрада среди крупного тела порфиридных гранодиоритов (дополнительный интрузив) наблюдаются мощные дайкообразные тела гранодиорит-порфиров, подобные коунрадским, т.е. медная минерализация, вероятно всего, заканчивает формирование балхашского комплекса гранитоидов, а не предшествует ему. Признаки медной минерализации наблюдаются и в пределах интрузива Восточно-Кенькудук (вторичные медные минералы присутствуют в гранитоидах), относимого по геологическим данным к среднекарбовым. В Саякском рудном поле четко устанавливается, что медная минерализация прожилково-вкрапленного типа не имеет прямой связи с выходящими на поверхность гранитоидами, а накладывается не только на гранитоиды, но и на дайки гранодиорит-порфиров, комагматичные гранитоидам, т.е. рудообразование имело место после полного охлаждения интрузива и связано, по-видимому, с формированием более глубокой промежуточной камеры, которая, судя по размещению даек в современном эрозионном срезе, имеет вдвое большие размеры. Дайки гранодиорит-порфиров затронуты процессами постмагматического изменения и содержат вкрапленную медную минерализацию и за пределами рудных участков. Молибденитовые прожилки обнаружены автором в пределах Саякского района только в гранитоидах и не встречены в более поздних дайках. Не исключено, что собственно молибденовая минерализация отделена от медной, как и в других районах (Каджаран, Армения, Парагачай, Азербайджан), и, по-видимому, имеет тесную генетическую связь с вмещающими гранитоидами. Г.П. Бурдуков и др. (1974) отмечают широкое развитие монокомпонентных молибденовых руд в песчаниках, туфоалевролитах, гранитоидах, скарнах, но не подчеркивают присутствие молибденита в поздних дайковых образованиях. Они отмечают, что в раннюю стадию (молибденитовую), значительно опережающую во времени главную сульфидную, выделялся практически один молибденит. Массовые высокие концентрации сульфидов главной стадии приурочены к скарнам и постскарновым метасоматитам. Последние очень детально описаны Л.А. Мирошниченко и др. (1971). Как отмечали Г.П. Бурдуков и др. (1974), во многих случаях (в основном в скарнах и нередко в гранитоидах) минерализация главной сульфидной стадии налагается на молибденитовую минерализацию. Заметим, что эти авторы, в отличие от предложенной нами точки зрения, рассматривают медно-молибденовую минерализацию Саякского района как линейно-штокерково-вкрапленно-прожилковую зону тектонической трещиноватости в различных породах, парагенетичную магматическим образованиям средне-верхнекаменноугольной эффузивно-интрузивной формации габбро-плагиогранитного ряда. Как видно из наших данных (см. фиг. 2,3), говорить о габбро-плагиогранитной формации в пределах Саякского района нет никаких оснований.

Л.П. Мирошниченко и др. (1971) отмечают наличие молибденит-шеелитовой минерализации, связанной с гранитным интрузивным комплексом (Архалинский массив). Шеелитовая минерализация обнаружена в массиве Кунгисаяк, в южном эндоконтакте массива Умит.

Кварц-шеелитовые прожилки в массиве Кунгисаяк наблюдаются не только в гранитоидах собственно интрузивной фазы, но и пересекают дайки мелкозернистых меланократовых гранитов и не встречаются в более поздних дайках, т.е. место вольфрамовой минерализации устанавливается достаточно четко и можно предполагать генетические ее связи с комплексом гранитоидов. В свете новых данных, полученных автором, Саякский рудный район заслуживает дальнейшего специального изучения характера взаимосвязи минерализации с гранитоидами и соотношения дайковых пород.

Таким образом, обобщая материалы других исследователей и личные наблюдения автора, можно сделать вывод, что молибденово-медная минерализация проявлялась в Центральном Казахстане многократно и связана главным обра-

зом с верхнепалеозойскими гранитоидными комплексами неустойчивого количественно-минерального состава. Характер связи молибдено-медной минерализации с магматизмом до сих пор является дискуссионным и требует разрешения. Ожидать крупные месторождения в пределах гранитоидов не представляется возможным в силу относительно большого эрозионного среза. Более надежны общие поисковые признаки, установленные большим количеством исследователей Казахстана. Наиболее продуктивны для выявления медно-молибденовой и медной минерализации участки на интрузивных зонах, провесы кровли, зоны эндоконтактов и менее продуктивны участки минерализации во внутренних частях плутонов, независимо от того, приурочены они к гранитоидам собственно интрузивных фаз или внутрикамерным инъекциям (дополнительным интрузивам). Для всех несущих медно-молибденовую минерализацию интрузивов характерна насыщенность водой и длительная эволюция расплава.

Как показывает характер изменения пород, в пределах медно-молибденовых рудных полей не наблюдается широкого развития метасоматических процессов, характерных для Sb, Nb, Ta месторождений. Это хорошо подтверждает данные Ф.А. Легникова (1965, 1975) о иных необходимых условиях для формирования медно-молибденовых месторождений. По его мнению, при эволюции насыщенных водой гранитоидных расплавов такие элементы, как Pb, Cu, Sb, Mo, As, Hg, Bi и др., у которых величина ΔZ минимальна, могут мигрировать в составе гидрогермальной системы, и при особо благоприятных условиях возможна их концентрация и возникновение рудопроявлений (Летников, 1975).

О происхождении гранитоидов, глубине образования и условиях кристаллизации расплавов. В результате изучения геологических материалов можно сделать вывод, что верхнепалеозойские гранитоидные интрузивы неустойчивого количественно-минерального состава Центрального Казахстана являются аллохтонными и сложнопостроенными. Учитывая, что в последние годы (Шелепова, 1973) при интерпретации геомагнитных аномалий Центрального Казахстана для области Центрально-Казахстанского гравитационного минимума были получены количественные параметры магнито возмущающих масс, характеризующие эту область как древний докембрийский приподнятый на фоне обрамляющих его раннепалеозойских подвижных зон блок земной коры, а также характер глубинных ксенолитов, выносимых магмой при формировании гранитоидных интрузивов C_1 , C_2 , C_{2-3} ? (P), отвечающих амфиболитовой фации метаморфизма, можно предполагать, что уровни зарождения гранитоидной магмы отвечают глубинам не более 10-18 км, где давления не превышали 5-9 кбар. Характер эволюции гранитоидов во времени дает основание полагать отсутствие постоянного магматического очага в коре и зарождение их в отдельные этапы развития территории. Заметим, что это согласуется с расчетами В.Н.Шарапова и В.Г.Меламеда (1974), которые пришли к выводу, что появление палингенеза на глубинах, меньших 7-8 км, должно отвечать каким-то "аномальным" условиям магматизма в земной коре, и вполне возможно появление 3-5 км зон расплавления пород при палингенезе на глубинах 8-20 км.

Магмы, поступая в более высокие уровни земной коры, останавливались на разных уровнях, причем в современном эрозионном срезе мы наблюдаем интрузивы, остановившиеся в областях развития роговиковой фации, т.е. областях, где в редких случаях могла происходить околоконтактовая гранитизация пород (юго-западный контакт Топарского интрузива). При кристаллизации расплавов процессы дифференциации были затруднены вследствие присутствия большого количества ксенолитов в магме и широкого усвоения этих ксенолитов. Это обусловило неравномерное распределение главных породообразующих элементов в магматической камере. Неравномерное развитие фронта кристаллизации создавало возможность развития внутрикамерных инъекций на всех стадиях кристаллизации расплава. Первые порции дополнительных интрузивов (более ранние инъекции) обладают сходным с гранитоидами собственно интрузивных фаз составом, последующие порции близки по составу к гранитоидам II фазы. Позднее кристаллизующиеся дайки и тела мелкозернистых гранитов другой формы имели уже более лейкократовый состав и содержали повышенные количества кали-

натровых полевых шпатов. Поскольку состав, РТ-условия этих остаточных порций были, по-видимому, отличны от таковых при формировании более ранних порций расплавов, наблюдаются отклонения в поведении К и Na в момент формирования этих типов пород. Этот процесс более ярко проявлен в нижнекарбонных интрузивах. В эндоконтактных фациях (в отдельных участках) широко проявлены и местные (локальные) условия кристаллизации, выражающиеся в пригоке летучих (в единичных случаях фтор, судя по появлению видимого позднематматического флюорита) и K_2O (появление в зоне контакта с вмещающими породами в гранитоидах собственноинтрузивных фаз пегматитовых обособлений кварц-калиевополевощатового состава, обогащение зон эндоконтакта внутрикамерных инъекций кали-натриевым полевым шпатом). Центральные части интрузивов при этом обладали более лейкократовыми составами и, вероятно, имели меньшую температуру кристаллизации (появление биотита более высокой железистости). Ф.А. Легников (1975) для каледонских гранитоидов неустойчивого количественно-минерального состава отмечает возможные температуры кристаллизации от 585 до 800° (в среднем 650-660°) и более высокие, чем для каледонских интрузивов биотитовых гранитов (550-680°, в среднем 630-640°) и аляскитовых (500-660°, в среднем 580-590°) интрузивов этих же территорий. Для герцинских гранитоидных интрузивов неустойчивого количественно-минерального состава (привлекая для решения этого вопроса состав биотитов, хотя мы располагаем единичными анализами) можно предполагать температуры кристаллизации магмы 650-800°, т.е. близкие к подобного типа каледонским гранитоидам.

ВЫВОДЫ.

1. Верхнепалеозойские гранитоиды неустойчивого количественно-минерального состава C_1 , C_2 и C_{2-3} ? (P) не отвечают единой гранодиоритовой формации, мигрирующей во времени, как это предполагали ранее исследователи Казахстана, а принадлежат трем конкретным формациям: тоналит-гранодиоритовой (C_1), гранодиорит-гранитной (C_2) и кварцево-диорит-монцодиоритовой (C_{2-3} ? (P)). Основными критериями их разделения являются:

а) геологическое положение в тектонических структурах: (C_1) - в поднятиях; C_2 - на стыке антиклинальных и синклиналиных структур, в подвижных глубинных зонах, в синклиналиных структурах по обрамлению вулканотектонических депрессий; C_{2-3} ? (P) - в вулканотектонических депрессиях и вулканогенно-осадочных мульдах;

б) возрастные взаимоотношения гранитоидных пород и соотношения с вулканидами разновозрастных вулканогенных комплексов;

в) количественно-минеральный состав гранитоидов. Геохронологические, петрохимические и геохимические данные, качественный набор аксессуарных минералов, а также металлогенические особенности пород не могут служить критериями для расчленения верхнепалеозойских гранитоидов неустойчивого количественно-минерального состава Центрального Казахстана как формационных, так и возрастных групп пород.

2. Независимо от формационного типа для гранитоидов неустойчивого количественно-минерального состава характерны ареальное распространение, широкое проявление глубинного гибридизма при гомодромном характере эволюции химического состава в пределах конкретных магматических тел, а также непостоянство минерального, химического составов и структур пород.

3. Медно-молибденовая минерализация наблюдается в гранитоидах всех трех формаций, однако оценить объективно на данной стадии изученности интрузивов относительную рудоносность C_1 , C_2 , C_{2-3} ? (P) гранитоидных формаций не представляется возможным.

ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОЛОГИИ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ГРАНИТНОГО МАГМАТИЗМА ТОКРАУСКОЙ ВПАДИНЫ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

Изучением гранитного магматизма Токрауской впадины и ее обрамления занимались многие исследователи, что нашло отражение в многочисленных публикациях. Центральный Казахстан отличает высокая степень геологической и геофизической изученности гранитных плутонов. Не случайно, что здесь впервые были разработаны детальные схемы строения интрузивного комплекса (Коптев-Дворников и др., 1960; Щерба, 1960). Наряду с этим петрографические особенности гранитов изучены недостаточно полно, только в небольшом числе публикаций (Монич, 1957; Перекалина, 1966; Щерба и др., 1964, 1973; Потапов, 1974) можно найти полные петрографические описания пород и породообразующих минералов, имеющих аналитические данные. Сравнительно мало приведено представительных количественно-минеральных подсчетов; в приводимых публикациях часто указываются неоправданно большие пределы колебаний минерального состава гранитов, слабо изучен химизм отдельных минералов и геохимические особенности пород. В связи с этим в предлагаемой статье особое внимание уделено петрографической характеристике гранитных комплексов, приведены данные подсчетов минерального состава пород, выполненные в больших шлифах, химические анализы кали-натровых полевых шпатов, рассмотрено поведение ряда элементов в возрастных рядах интрузивов и разновозрастных комплексах.

Статья написана при участии В.Г. Сапожникова, который любезно передал авторам настоящей статьи каменный материал по ряду интрузивов и оказал помощь в проведении аналитических исследований. Совместно с ним был обсужден ряд спорных вопросов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ИНТРУЗИВОВ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ГРАНИТНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Исследуемая территория расположена в пределах Токрауского синклинория, являющегося одной из наиболее поздних структур, развитых в северной части Джунгаро-Балхашской герцинской геосинклинали, которая впервые была описана В.Ф. Беспаловым (1954) как интрагеосинклиналь. Особенности развития последней в связи с разработкой представлений об общей тектонике Казахстана неоднократно рассматривались в работах В.Ф. Беспалова, А.А. Богданова, А.И. Боровикова, Б.И. Борсука, Р.А. Борукаева, Н.Г. Кассина, П.И. Кропоткина, Г.Ф. Ляпичева, А.В. Пейве, Е.Д. Шлыгина, Г.Н. Щербы и др. Большинство из них разделяют точку зрения о проявлении в Центральном Казахстане двух главных этапов развития - каледонского и герцинского. При этом последовательно возникающие складчатые сооружения как бы наращивают развитые на периферии Центрального Казахстана срединные массивы и антиклинорные структуры, сложенные образованиями докембрия и нижнего палеозоя. В связи с этим замыкание Джунгаро-Балхашской геосинклинали завершает общую консолидацию региона. По мнению большинства исследователей, в конце геосинклинального этапа развития Джунгаро-Балхашской геосинклинали, завершение

которого знаменуется проявлением в визейское время саурской фазы складчатости, в пределах геосинклинали оформляется Северо-Балхашский и Токрауский синклиналии и разделяющий их Северо-Балхашский (Кентерлауский) антиклиналии. В пределах каледонских структур, обрамляющих Токрауский синклиналии, в конце ордовика - начале силура возникали формации, типичные для начального геосинклиналии этапа, а с конца силура до начала девона отлагались терригенные толщи. В девонское время тектонические движения вызвали дифференциацию геосинклиналии и среди терригенных отложений появляются прослойки вулканитов, а в визейское время - карбонатные фации. Вопросы развития Токрауского синклиналии в довизейское время остаются по существу открытыми в связи с тем, что на территории синклиналии породы этого возраста практически не обнажены. В связи с проявлением складкообразовательных движений саурской фазы вся территория Токрауского синклиналии была вовлечена в устойчивое воздымание и превратилась в арену мощного вулканического и плутоического орогенного магматизма. Эта обстановка сохранилась до конца палеозоя и привела к формированию мощных вулканогенных толщ, прорванных многочисленными массивами разновозрастных гранитоидов. Стрoение возникшего в этот период верхнего структурного этажа характеризуется наличием крупных вулканотектонических прогибов (Каргалинский, Кызылпайский, Майтасский, Улькен-Каракууский и др.), осложненных большим количеством вулканокальдер, образующихся на конечных стадиях оформления таких прогибов. Характерна также преимущественно округлая кольцевая форма развивающихся на этом этапе структур (Авдеев, 1965). Особенность тектонического развития и строения Токрауского синклиналии находят отражение и в специфике геофизических полей (Геология СССР, т. XX, 1972). Большая часть площади синклиналии характеризуется минимальным для всего Казахстана уровнем гравитационного поля и мозаичным магнитным полем. Эта часть региона выделяется обычно как Токрауский "гранитизированный блок" или как область максимальной мощности (50 км) земной коры с утолщенным "гранитным" слоем.

Верхнепалеозойские вулканогенные образования синклиналии мощностью 1500 - 5000 м в настоящее время подразделены на пять свит: каркаралинскую (C_1), калмакэмельскую (C_1-C_2), керегетасскую (C_2-3); архарлинскую (C_3) и кызылкиинскую (P_1), которые принимают участие в строении вулканотектонических депрессий.

Вопросам внутреннего строения гранитных интрузивов и объединения их в возрастные группы (комплексы) и формации в Центральном Казахстане уделяется большое внимание. Однако до настоящего времени у исследователей нет единства во взглядах, что стало ясно после II Петрографического казахстанского совещания, проведенного в 1974 г. Общепринятое большинством исследователей деление позднегерцинских гранитных интрузивов на два разновозрастных комплекса - безрудный верхнекарбонный калдырминский и рудоносный пермский акчатауский - было пересмотрено В.И. Серых (Рыбалтовский, Серых, 1974), которым было предложено новое возрастное расчленение на рудоносный верхнекарбонный акчатауский комплекс и нерудоносный пермский кызылпайский. В результате, согласно новой схеме площади, занятые нерудоносными гранитами калдырминского комплекса, оказались включенными в число перспективных рудоносных. В работах отдельных исследователей (Леонтьев, Попов, 1973) предложена модель полиритмического антидромного строения гранитных плутонов Центрального Казахстана. Исследования, проведенные авторами на 15 крупных верхнепалеозойских интрузивах, не подтвердили новую предложенную схему В.И. Серых и антидромное строение гранитных плутонов. По нашему мнению, остается правомерным выделение калдырминского и акчатауского комплексов. Детальными наблюдениями на отдельных интрузивах была подтверждена геологическая модель строения гранитных комплексов, предложенная В.С. Коптевым-Дворниковым и др. (1960, 1962). Вне зависимости от положения в структурах, возраста, состава пород и условий кристаллизации гранитные интрузивы имеют четкое трехчленное строение. В них уверенно выделяются граниты главной интрузивной фазы, внутриинтрузив-

ные дополнительные фазы и жильные граниты, причем смена во времени фаз сопровождается закономерным эволюционным изменением составов пород с сохранением гомодромности ряда. Описываемое исследователями антидромное изменение составов пород последовательных фаз внедрения основано было (как показали наблюдения) на ошибочном включении более древних меланоократовых гранитов в состав молодых интрузивов.

Граниты калдырминского комплекса

Наиболее широко распространены в северной части Токрауского (Кентско-Бохтинский плутон, Курпетай-Нуртай-Каргалинская группа массивов и др.) и в районе Успенского синклиналиев (калдырминский пояс интрузий). В пределах Токрауского синклиналия интрузивы расположены в виде цепочек северо-западного простирания и вытянуты в этом же направлении, что указывает на определенную роль в формировании и размещении гранитов этого комплекса разломов северо-западного простирания. Частично на размещение гранитов комплекса оказали влияние и кольцевые структуры (Бегазы, интрузивы Байназарского узла). В пределах кольцевых структур форма плутонов штокообразная, реже дугообразная. Массивы, приуроченные к линейным нарушениям, гарполитов-, реже лакколитообразные с куполовидной пологой апикальной поверхностью.

Возрастное положение гранитов калдырминского комплекса точно установлено только относительно более молодых гранитов акчатауского комплекса. Более древний их возраст устанавливается по фактам срезания биотитовых гранитов калдырминского комплекса и прорывающих их дайковых образований лейкоократовыми и аляскитовыми гранитами акчатауского комплекса. Такие соотношения установлены предыдущими исследованиями и подтверждены нами на интрузивах Кент, Бегазы, Кызылрай, Каркаралинск. В районе Каркаралинского интрузива нами совместно с Г.М. Царевой установлено прорывание гранитов калдырминского комплекса кольцевой дайкой граносиенитов. Дайка и сопряженные с ней автомагматические брекчи срезаны лейкоократовыми гранитами акчатауского комплекса. Надежно установлено, что граниты калдырминского комплекса прорывают все вулканы, включая керегетасскую свиту (C_{2-3}). Достоверных соотношений с более молодыми образованиями архарлинской свиты (C_3) не установлено. На интрузиве Восточный Коунрад нами отмечено прорывание гранитов массива субвулканическим телом гранофиров и штоком плотных гранит-порфиров в районе Вольфрамовые сопки.

Строение массивов комплекса многофазное. Граниты главной интрузивной фазы представлены крупнозернистыми, иногда слабо порфиroidными биотитовыми до лейкоократовых, разностями с кучным распределением биотита и большим количеством сильно переработанных в основном мелких 0,2 - 10 см, но иногда и крупных до 10 м ксенолитов. В участках скопления ксенолитов и среди гибридизированных гранитов эндоконтактной фации в составе породы появляются кристаллы роговой обманки (Кент, Бегазы, Восточный Коунрад). Для гранитов калдырминского комплекса характерен темный серовато-красный цвет с выделяющимися на его фоне серовато-белыми кристаллами плагиоклаза, придающими породе пятнистый облик, что резко отличает их от светло-розовых более ровных по цвету гранитов акчатауского комплекса. Дополнительные интрузивы пользуются довольно широким распространением. Выделяются обычно две-три их генерации, образующие мощные пластообразные тела, использующие в основном пологие трещины контракции гранитов главной интрузивной фазы и плоскости контактов с вмещающей рамой. Изучение геологического строения и состава фаз, слагающих интрузивы комплекса, указывает на гомодромный характер процессов внутрикамерной дифференциации.

Установленная рядом исследователей антидромная последовательность в формировании плутонов основана на неправильном определении характера взаимоотношений фаз, слагающих интрузивы. И.Л. Дорохов (1968), Е.В. Рыбалтовский (1969) на основании изучения гранитов калдырминского пояса и массивов Темирши, Бохты, Узунбулак выделяют среди гранитов калдырминского

комплекса две крупные фазы: раннюю — крупнозернистые лейкократовые граниты и позднюю — биотитовые граниты. В результате детальных исследований контактовых взаимоотношений в пределах этих плутонов авторы установили обратные соотношения: биотитовые граниты вдоль всей линии контакта в пределах 1–2 м катаклазированы вплоть до расщепления и развальцевания и пропитаны субпараллельно плоскости контакта инъекциями лейкократовых гранитов с явлениями аляскитизации. Присутствие секущих инъекций лейкократовых гранитов, зон биотитизации в них, шлировых обособлений пегматитов, следующих параллельно контакту, подтверждает интрузивный характер контакта и более молодой возраст лейкократовых гранитов. Полученные данные позволяют считать эти массивы полихронными интрузивами, состоящими из гранитов двух комплексов — калдырминского (биотитовые граниты) и акчатауского (лейкократовые граниты). В интрузиве Бегазы также четко фиксируется разрыв во времени их формирования: биотитовые и биотит-амфиболовые граниты калдырминского комплекса пересечены серией протяженных даек гранит-порфиров, которые срезаны и ороговикованы крупнозернистыми лейкократовыми гранитами акчатауского комплекса. Явления ороговикования более древних калдырминских гранитов, особенно их жильных фаз, под влиянием молодых акчатауских гранитов устанавливаются также на полихронных интрузивах Узунбулак, Каркаралинск, Сарытау Восточный. Кроме того, как уже указывалось выше, биотитовые граниты калдырминского комплекса содержат большое количество переработанных ксенолитов и имеют эндоконтактные фации гибридизированных гранитов, в которых присутствует амфибол. Лейкократовые граниты акчатауского комплекса содержат единичные слабо ороговикованные ксенолиты и не сопровождаются гибридизмом в эндоконтактах. Эти различия свидетельствуют об ассимиляционной природе расплавов биотитовых гранитов и более высокой тектонической подвижности рамы в момент их внедрения. Таким образом, более обоснованным представляется старое выделение биотитовых гранитов в самостоятельный калдырминский комплекс, а лейкократовых двуполовошпатовых гранитов в более молодой — акчатауский. Так как соотношения гранитов обоих комплексов с вулканитами вмещающей рамы малозначимы для их расчленения (граниты обоих комплексов прорывают вулканогенные образования, включая кергатаасскую свиту S_{2-3}), то особое значение приобретают исследования контактовых взаимоотношений в полихронных интрузивах; тем более что для региона характерен узловый характер магматизма. Крупнозернистые граниты интрузивной фазы в контактах с другими более древними гранитами образуют маломощные невыдержанные по простиранию эндоконтактные зоны мелкозернистого или пегматоидного сложения с параллельными контакту скоплениями биотита и такситовой структурой пород. Однако при крутом контакте в крупнозернистых гранитах не наблюдается никаких изменений. В этом случае единственно надежными являются поиски инъекций и факты срезания крупнозернистыми гранитами жильных гранитов с ороговикованием. На контактах двух фаз одного комплекса граниты последующей фазы не воздействуют на более ранние фазы. При совмещении пород двух разновозрастных комплексов более древние граниты, особенно их мелкозернистые разновидности типа жильных гранитов, испытывают ороговикование, наиболее интенсивное при пологом погружении гранитов молодого комплекса под более древний. Большое значение имеют также факты срезания зон постмагматического изменения в гранитах более древнего комплекса, а также прорывание с ороговикованием даек, секущих более древние граниты.

В связи с вышеизложенным большой интерес представляет возрастное датирование интрузива Восточный Коунрад. Оруденение, размещенное в пределах этого интрузива, заставляет многих относить его к акчатаускому интрузивному комплексу. Однако данные количественно-минерального состава, особенности химизма пород, оптические и химические свойства минералов, содержания редких щелочей в гранитах тождественны таковым биотитовых гранитов калдырминского комплекса, причем количественно-минеральный состав и некоторые химические анализы близки анализам меланократовых разновидностей биотитовых гра-

нитов калдырминского комплекса. Кроме того, авторами было установлено прорывание гранитов Восточного Коунрада дуговым телом гранофиоров, которое, видимо, является субвулканической интрузией. В северо-восточном контакте (район пос. Ключики) гранофиоры слагают верхние участки гранитных сопок, полого погружаясь на восток, и дают многочисленные протяженные маломощные (до 10 см) крутопадающие инъекции в граниты главной интрузивной фазы. Обратные взаимоотношения северо-восточного тела гранофиоров с гранитами массива нигде не установлены. Большой интерес представляет также строение интрузива в районе Вольфрамовые сопки. Здесь установлено прорывание штоком гранит-порфиоров, которые рассматривались как ксенолит кислых эффузивов (Ефремова, 1972), крупнозернистых гранитов интрузивной фазы. В гранит-порфирах присутствуют крупные обломки (до 10-15 см в диаметре) гранитов интрузивной фазы с тонкими инъекциями (2-3 мм) гранит-порфиоров. И гранит-порфиры и граниты интрузивной фазы в свою очередь прорваны грейзеновыми и кварц-грейзеновыми прожилками. Эти данные свидетельствуют о значительном временном отрыве рудного процесса от времени формирования интрузива.

Граниты акчатауского комплекса

Авторами на основании проведенных исследований в составе акчатауского рудоносного комплекса выделено две группы гранитов - рудоносные лейкократовые двуполевошпатовые и нерудоносные аляскитовые однополевошпатовые. Возрастное положение этих гранитов остается неопределенным из-за приуроченности к различным структурам и пространственной разобщенности. Сопоставление этих групп гранитов по ряду признаков (положение в структурах, особенностей минерального состава пород; состава кали-натровых полевых шпатов и биотитов, содержания элементов-примесей и рубидия, температур и условий кристаллизации, направленности процесса внутрикамерной дифференциации) показало их различие и привело авторов к выводу о принадлежности этих двух групп гранитов к двум самостоятельным формациям. В дальнейшем эти группы мы рассматриваем отдельно.

Лейкократовые двуполевошпатовые граниты акчатауского комплекса слагают дискордентные интрузивы площадью 300 - 500 км² и менее, пространственно приурочены к зоне позднекаледонского обрамления Токрауского синклинория (Куу, Ортау, Сарытау, Восточный, Кызылтау, Шалтас, Коктенколь), реже встречаются в Успенской зоне смятия (Котур-Кызылтау) и Токрауском синклинории (Бегазы, Бектау-Ата). Размещение интрузивов контролируется линейными глубинными разломами, камеры остывания приурочены к плоскостям срывов разновозрастных осадочно-метаморфических и вулканогенных толщ. Интрузивы, расположенные в зоне каледонской стабилизации, размещены среди древних образований - пород протерозоя, силура, ордовика, нижнего и среднего девона - и не сопровождаются комагматичными эффузивами. С частью интрузивов пространственно связано редкометальное оруденение (Куу, Коктенколь, Кызылтау). Интрузивы, расположенные в Токрауском синклинории, прорывают более молодые вулканогенные свиты, включая С₂₋₃ керегетасскую и граниты калдырминского комплекса. Размещение интрузивов контролируется их положением в кольцевых структурах (массивы Узунбулак, Бытыстау, Каркаралинк, Бегазы). Для отдельных интрузивов связь с кольцевыми структурами либо не устанавливается (Акчатау), либо элементы кольцевой структуры частично редушированы (Бектау-Ата). Интрузивы имеют сложное внутреннее строение, соответствующее схеме В.С. Коптева-Дворникова. Граниты интрузивной фазы, представленные порфировидными крупнозернистыми лейкократовыми гранитами, пользуются широким распространением, слагая в отдельных плутонах до 90% их площади (Бектау-Ата). Дополнительные интрузивы представлены от одной до трех генераций; первая сложена среднезернистыми, иногда слабо порфировидными лейкократовыми гранитами, вторая - среднезернистыми лейкократовыми гранитами, третья - мелкозернистыми резкопорфировидными гранитами. В зависимости от тектонических условий становления и глу-

бины эрозионного вреза количество и размеры дополнительных интрузивов могут меняться. Дополнительные интрузивы размещены как в краевых частях интрузивов (ранняя генерация), так и в центральных (поздняя генерация). На контактах с гранитами интрузивных фаз дополнительные интрузивы, как правило, имеют зону охлаждения мелкозернистого сложения мощностью 10–15 см (реже до 25 см), сменяющуюся зоной, обогащенной биотитом и мелкими миа-ролами, постепенно переходящими в порфиroidные среднезернистые граниты. Для всех изученных интрузивов был установлен гомодромный характер внутрикамерной дифференциации. Остановимся кратко на строении интрузива Бектау–Ата, где В.С. Поповым с соавторами (1966) был построен антидромный ряд внедрения гранитных фаз: крупнозернистые лейкократовые граниты → среднезернистые биотитовые граниты → среднезернистые аляскитовые граниты → мелкозернистые биотитовые граниты → мелкозернистые лейкократовые граниты и жильные граниты. При детальном изучении контактовых взаимоотношений пород, выделенных В.С. Поповым как фазы интрузива, было установлено, что биотитовые средне- и мелкозернистые граниты (выходы в центральной части интрузива) прорваны крупнозернистыми гранитами главной интрузивной фазы Бектау–Ата. Они, возможно, принадлежат гранитам калдырминского комплекса или являются ксенолитами кровли. В мелкозернистых разностях биотитовых гранитов появляется структура контактных роговиков, а при тонком иньещировании – аляскитизация с новообразованием кварца и калиевого полевого шпата. Крупнозернистые граниты главной интрузивной фазы Бектау–Ата образуют в контакте с ними зоны пегматоидного сложения и биотитизации. Полученные наблюдения не подтверждают представлений об антидромном строении интрузива Бектау–Ата. Представляет также интерес положение в этом интрузиве среднезернистых аляскитов (моношпатовые граниты), выделенных В.С. Поповым в качестве дополнительного интрузива. Расположенное в северном эндоконтакте массива тело аляскитов вытянуто вдоль контакта с вмещающими породами. Вместе с дайками моношпатовых гранит–порфиров оно фиксирует кольцевую структуру, развитую в северной части интрузива. Кольцевая структура и аляскитовые граниты прорваны крупнозернистыми двуполевошпатовыми лейкократовыми гранитами главной интрузивной фазы. В пределах тела аляскитовых гранитов прослежены маломощные 2–6 см прожилки тонкозернистых аляскитовых же жильных гранитов, которые в южном контакте срезаны гранитами главной интрузивной фазы. Однополевошпатовые аляскитовые граниты, видимо, следует рассматривать как фазу начального внедрения интрузива. Кроме вышеописанных соотношений, установлено прорывание гранитов главной интрузивной фазы Бектау–Ата дайками жильных гранитов, где зафиксирована единичная дайка однополевошпатовых аляскитовых гранитов. Таким образом, появление аляскитов при становлении массива Бектау–Ата происходит дважды – в начальную фазу внедрения и в конечные моменты при формировании жильных гранитов. Столь необычные соотношения двух разновидностей гранитов, установленные только в одном интрузиве, свидетельствуют об особых условиях его становления, специфика которого заключается, очевидно, в изменении режима газовой флюидной фазы при его кристаллизации. Частичная потеря летучих в начале внедрения и при формировании жильных гранитов могла обусловить формирование однополевошпатовых гранитов (граниты гиперсолъвус по Tuttle, Bowen, 1958). Формирование аляскитовых гранитов интрузива Бектау–Ата мы рассматриваем как частный случай, осложняющий обычную схему формирования интрузивов двуполевошпатовых гранитов. Маловероятно, что процесс дегазации является ответственным за появление крупных плутонов аляскитовых гранитов, занимающих особое структурное положение в регионе и отличающихся спецификой минерального состава и геохимической характеристикой.

Аляскитовые граниты акчатауского комплекса используются локальным распространением, будучи приурочены к линейной субмеридиональной зоне, параллельной Центрально–Казахстанскому разлому. Часть интрузивов аляскитов приурочена к центральной части Токрауского синклинория с максимальной мощностью вулканогенных свит (интрузивы Майтас, Кызылрай, Улькен–Каракуус). По-

ложение интрузивов в этой части синклиория контролируется приуроченностью к кольцевым структурам. Другие интрузивы аляскитовых гранитов расположены на поднятиях (интрузивы Мамыр, Южно-Боктинский), их связь с кольцевыми структурами менее отчетлива. Интрузивы аляскитов прорывают вулканогенные свиты, включая С₂₋₃ керегетасскую и биотитовые граниты калдырминского комплекса. В Улькен-Каракууской кольцевой структуре аляскиты Центрального массива прорывают автомагматические брекчи липаритового состава, которые Л.Н. Шарпенюк (1970 г.) отнесены к С₂₋₃ (керегетасская свита), а Н.А. Воробьевым и др. (1965 г.) к Р₁ (кызылглинская свита).

Площади интрузивов аляскитов составляют 100 - 600 км². Степень эрозионного вскрытия плутонов слабая, причем при переходе с юга на север степень эрозионного среза еще более уменьшается и в пределах Улькен-Каракууской кольцевой структуры удается наблюдать переходы аляскитовых гранитов в плотные фельзиты, слагающие эндоконтактовые фации кольцевой дайки аляскитов. Для аляскитовых гранитов весьма характерно наличие миароловых фаций пород, развитых в апикальных зонах интрузивов. В отдельных участках интрузивов количество миарол составляет до 40% объема. Глубина становления интрузивов аляскитовых гранитов не превышала 1 - 0,5 км от поверхности, если судить по тесной ассоциации плутонов с коагматичными им вулканитами (Улькен-Каракууская кольцевая структура). Аляскитовые граниты отличаются крайне устойчивым минеральным составом по площади выходов, ксенолиты встречаются редко, процессы гибридизма полностью отсутствуют, в эндоконтактовых фациях изредка появляются единичные зерна кислого плагиоклаза и отмечается слабое увеличение количества биотита. Граниты характеризуются средне-крупнозернистым сложением, равномернозернистой структурой и розовой окраской. Гипсометрически аляскиты слагают наиболее высокие горные хребты с абсолютными отметками до 1500 м. Внутреннее строение плутонов сложное, соответствующее схеме строения В.С. Коптева-Дворникова (1960). Граниты главной интрузивной фазы слагают основные площади выходов (Мамыр, Кент, Кызылрай). Дополнительные интрузивы двух или трех генераций, так же как и граниты главной интрузивной фазы, представлены аляскитами. Первая генерация дополнительных интрузивов обычно представлена порфировидными среднезернистыми гранитами, вторая - равномернозернистыми разностями, третья, выделенная В.С. Поповым в интрузиве Майтас, - мелко-среднезернистыми аляскитами. Дополнительные интрузивы размещены внутри плутонов со смещением поздних генераций к центру (Майтас, Кызылрай). Интрузив Мамыр отличается крайне незначительным развитием дополнительных интрузий. На контактах первых дополнительных интрузий с гранитами интрузивных фаз появляется зона мелкозернистого сложения мощностью 10 - 15 см с небольшим количеством миароловых пегматитов. На контактах вторых дополнительных интрузивов с гранитами интрузивной фазы зоны мелкозернистого охлаждения отсутствуют. С некоторыми интрузивами аляскитовых гранитов пространственно связана незначительная минерализация (Кызылрай, Майтас), с интрузивом Кент известны фациальные пегматиты. Из постмагматических процессов наиболее широким развитием пользуются альбитизация и сопряженная с ней рибекитизация пород (Майтас, Кент). На контактах с гранитами калдырминского комплекса широко развиты процессы аляскитизации, приводящие к полному преобразованию биотитовых гранитов в аляскитовые со стиранием плоскостей контактов (Кент, Жаман-Кызылрай).

АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ ИНТРУЗИВОВ

Гранитные интрузивы разновозрастных комплексов Центрального Казахстана охарактеризованы большим количеством определений абсолютного возраста, выполненных в различных лабораториях. Несмотря на большое количество определений при датировке абсолютного возраста интрузивных комплексов, разные исследователи дают цифры, расходящиеся на 20 - 25 млн. лет. Так, граниты калдырминского комплекса датируются в 315 млн. лет (Иванов, 1967),

303 млн. лет (Рыбалтовский, Серых, 1974), 290 млн. лет (Воронина-Ани-кеева и др., 1970). Граниты акчатауского комплекса датируются в 290 млн. лет (Иванов и др., 1961), 270 млн. лет (Воронина-Ани-кеева, 1970). Причиной такого несоответствия является большое количество расходящихся значений возраста, полученных как по гранитам одной фазы интрузива, так и по группе интрузивов, входящих в состав единого интрузивного комплекса. Для уточнения абсолютного возраста гранитных комплексов и отдельных интрузивов, возраст которых является дискуссионным, авторами был собран дополнительный материал по гранитам Токрауской впадины. При отборе проб и анализе полученных данных учитывалась геологическая позиция образца: принадлежность к фазе и фации плутона, положение относительно контакта, особенно в случае полихронных интрузивов, данные петрографического состава. Все определения выполнены в лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР. Содержания радиогенного аргона определялись методом изотопного разбавления с применением в качестве эталона Ar^{38} , определение калия производилось по константам, принятым Комиссией по определению абсолютного возраста формаций на 1974 г.: $\lambda_k = 0,557 \cdot 10^{10} \text{ год}^{-1}$, $\lambda_\beta = 4,27 \cdot 10^{10} \text{ год}^{-1}$, $K^{40} = 0,000122 \text{ K}$ (по весу).

При интерпретации использовались данные, полученные исследователями для случаев нарушения равновесных отношений калия и аргона, приводящих как к удревнению, так и к омоложению возраста пород. Наиболее интересные данные по омоложению возраста пород были получены С.Р. Хартом (Харт и др., 1973) при исследовании контактового метаморфизма штока Эльдоро. С.Р.Харт с соавторами установил омоложение возраста докембрийских пород свиты Айдахо-Спрингс на удалении до 2,3 км от интрузива (мел), причем эффект омоложения по биотиту чувствуется до 2,3 км, а для амфибола только до 3 м. Исследованиями Л.Л. Шанина (Шанин и др., 1975) было установлено омоложение возраста архейских пород на расстоянии до 6 км при внедрении молодых гранитов (неоген) памиро-шугнанского комплекса. Большой интерес представляют данные П.Э. Демона (1973) об устойчивости отдельных минералов при процессах контактового метаморфизма. Ряд минералов (в порядке уменьшения сохранности аргона) представлен следующей серией при температуре $700 - 600^\circ$: амфибол \rightarrow мусковит \rightarrow санидин \rightarrow ортоклаз \rightarrow биотит \rightarrow флогопит; при температуре 250° : амфибол \rightarrow мусковит \rightarrow биотит \rightarrow флогопит \rightarrow санидин \rightarrow микроклин. Важен тот факт, что мусковит и амфибол лучше сохраняют аргон, чем биотит и калий-натровый полевой шпат, что дает возможность датировать возраст интрузивов гранитоидов по этим минералам с большей надежностью, чем по биотиту и калий-натровому полевому шпату. Работ, связанных с выявлением процессов удревнения пород, по существу нет, и процесс этот изучен в меньшей степени в связи с методическими трудностями при определении доли избыточного аргона в минералах. Но примеры присутствия "чужого" избыточного аргона в минералах известны: аргон установлен в таких не содержащих калий минералах, как берилл, турмалин, флюорит, кварц. Однако считается, что для калийсодержащих минералов доля "чужого" аргона мала, в связи с чем удревнение за счет захвата аргона существенно скажется только при определении возраста молодых пород.

Перейдем к рассмотрению конкретного материала (табл. 1).

Граниты калдырминского комплекса

Абсолютный возраст определен на интрузивах Бельтерек, Бегазы, Темирши, Аршалы, Узунбулак, Шетский Койтас (см. табл. 1).

Интрузив Бельтерек, расположенный в пределах Кызылрайского узла, прорван серией даек гранит-порфиров, флюидальных липаритов и др., которые в свою очередь прорваны аляскитами Кызылрайского интрузива. Граниты интрузивной фазы характеризуются наиболее лейкократовым составом из всех интрузивов калдырминского комплекса. Проба взята в 25 км на юго-восток от интрузива Кызылрай в центральной части интрузива Бельтерек, абсолютный возраст гранитов 318 млн. лет.

Таблица 1

Абсолютный возраст верхнепалеозойских гранитных интрузивов Токрауского синклинория

Интрузивы	Фаза	K, %	Радиоогенный Ag, нг/г	$\frac{Ag^{40}_{рад}}{Ag^{40}_{общ}}$	Возраст, млн. лет	Минерал
Формация биотитовых гранитов калдырминского комплекса						
Бельгерек	Интрузивная	7,21±0,06	168±3	70:78	318±10	Биотит
Бегазы	"	6,23±0,06	136±2	61:65	298±9	"
Темирши	"	7,33±0,06	161±2	82:87	300±10	"
Аршалы	"	6,73±0,06	148±2	78:81	300±10	"
"	Дополнительная	6,28±0,06	146±2	41:50	318±10	"
Узунбулак	Интрузивная	5,00±0,05	120±2	30:83	326±10	"
Шетский Койтас	"	6,20±0,06	149±2	83:85	326±10	"
"	Дополнительная	4,73±0,04	109±2	81:84	316±10	"
Восточный Коунрад	Интрузивная	7,08±0,06	154±2	77:78	296±9	"
"	Дополнительная	6,17±0,05	135±2	58:73	298±10	"
Формация лейкократовых гранитов акчатауского комплекса						
Бектау-Ата	Интрузивная	7,68±0,06	171±2	66:76	302±9	Биотит
"	"	7,20±0,06	157±2	83:85	298±10	"
Узунбулак	"	5,37±0,05	115±2	49:67	292±10	"
Акчатау	"	7,69±0,06	168±2	79:84	300±9	"
"	Дополнительная	8,40±0,07	186±3	70:82	302±9	Мусковит
Бегазы	Интрузивная	4,04±0,04	83±1,8	37:53	282±12	Биотит
Каркаралинск	"	7,59±0,06	164±2	83:83	296±10	"
"	Дополнительная	6,91±0,06	135±2	68:69	270±10	"
Формация аляскитовых гранитов акчатауского комплекса						
Кент	Интрузивная	7,86±0,06	171±2	71:76	296±10	Биотит
"	Пегматит	0,73±0,04	14,4±0,8	39:53	270±18	Рибекит
Майтас	Интрузивная	7,37±0,06	167±2	62:80	308±10	Биотит
"	Пегматит	0,30±0,03	6,3±0,05	22:28	288±30	Рибекит
Кызылрай	Интрузивная	7,29±0,06	178±3	74:95	330±10	Биотит
"	Дополнительная	7,32±0,06	175±3	78:85	322±10	"
Грейзенты						
Восточный Коунрад	Грейзен	8,52±0,07	191,5±3,0	74:78	306±9	Мусковит
Темирши	"	8,56±0,07	192±3,0	91:84	304±9	"
Акчатау	"	6,03±0,06	135,5±2,5	85:80	304±9	"
Кызылрай	"	8,35±0,07	192±3,0	66:85	312±10	"

Интрузив Бегазы в северо-восточной и южной частях сложен гранитами калдырминского комплекса, которые в западной части прорваны лейкократовыми гранитами акчатауского комплекса. Проба взята в северной части интрузива в 6 км на северо-восток от гранитов акчатауского комплекса, абсолютный возраст в 298 млн. лет представляется омоложенным за счет контактового метаморфизма при внедрении гранитов акчатауского комплекса.

Интрузив Темирши в центральной части сложен биотитовыми гранитами калдырминского комплекса, которые по периферии прорваны лейкократовыми гранитами акчатауского комплекса. Проба на абсолютный возраст взята в центральной части выходов калдырминских гранитов в 1,5 км от контакта с гранитами акчатауского комплекса. Возраст, определенный в 300 млн. лет, представляется омоложенным за счет контактового метаморфизма.

Интрузив Аршалы (Байназарская кольцевая структура). Опробование проведено в северной части интрузива в 0,5 км от контакта с вмещающими породами. Возраст, определенный в 300 млн. лет, видимо, омоложен за счет контактового метаморфизма молодого пермского интрузива Байназар, вскрытого скважинами на глубине 1 км.

Интрузив Узунбулак (Байназарская кольцевая структура) в юго-западной части сложен крупнозернистыми биотитовыми гранитами калдырминского комплекса, ороговикованными и прорванными гранитами акчатауского комплекса. Проба взята у контакта, возраст калдырминских гранитов, определенный в 326 млн. лет, представляется удревленным за счет выноса калия (4% K).

Интрузив Шетский Койтас (Байназарская кольцевая структура) расположен в удалении от пермских плутонов. Пробы на абсолютный возраст взяты из гранитов интрузивной фазы (центр восточной части интрузива), их возраст определен в 326 млн. лет, и из гранитов фации эндоконтакта интрузива, их возраст составляет 316 млн. лет.

Интрузив Восточный Коунрад во вскрытой части сложен биотитовыми и биотит-амфиболовыми гранитами. Большая часть исследователей относит его к гранитам рудоносного акчатауского комплекса (Щерба, 1960; Рыбалтовский, 1969 и др.). Другая группа исследователей (Бескин и др., 1973) возраст гранитного интрузива считает калдырминским, а возраст минерализации — пермским. Третья группа исследователей (Соболев, Боршевский, 1966) считает калдырминскими и возраст гранитов и время рудного процесса. Пробы на абсолютный возраст взяты в северо-западной части интрузива в 0,8 км от контакта с вмещающими эффузивами девона из биотит-амфиболовых гранитов фации эндоконтакта, возраст гранитов 298 млн. лет. В центральной части интрузива были опробованы среднезернистые граниты дополнительного интрузива, их возраст — 300 млн. лет. Возраст мусковитов из гранитов и из грейзеновых жил — 304 млн. лет (см. табл. 1). Таким образом, для Восточного Коунрада получено совпадение абсолютного возраста пород по биотиту из гранитов и мусковиту из грейзенов. Нам представляется, что возраст 300 млн. лет (по биотиту) омоложен за счет воздействия не вскрытого интрузива акчатауского комплекса, с которым и связано рудопроявление (304 млн. лет). Привлечем для сопоставления данные по другим плутонам этого комплекса: интрузив Калдырма (среднее по 5 определениям Е.В. Рыбалтовского) — 325 млн. лет, Игантас — 320 млн., Сарысуйский — 318 млн. лет. Возраст Бохтинского интрузива, определенный в 307 — 290 млн. лет (Афанасьев и др., 1967), является, с нашей точки зрения, омоложенным. По нашим наблюдениям, в южной части интрузива Бохты калдырминские биотитовые граниты прорваны аляскитовыми гранитами пермского комплекса с явлениями интенсивной аляскитизации, т.е. соотношения пород в этой части интрузива обратные описанным в статье Г.Д. Афанасьева и др. (1967). Такого же типа контакты установлены при совмещении интрузивов калдырминского комплекса с однополювошатовыми гранитами акчатауского комплекса на плутонах Кызылрай, Каркаралинск, Кент и Баян-Аул. Во всех перечисленных пунктах возраст калдырминских гранитов омоложен до 290 — 300 млн. лет, что соответствует возрасту гранитов акчатауского комплекса (Воронина-Аникеева и др., 1969).

Анализируя вышеприведенный материал по абсолютному возрасту гранитов калдырминского комплекса (по биотитам), целесообразно принять возраст в 315 ± 10 млн. лет (данные по негибридным фациям плутонов, дополнительным интрузивам), что соответствует среднему карбону. Наблюдающиеся более древние цифры возраста (320 — 326 млн. лет) по гибридным фациям гранитов представляются удревленными за счет присутствия "чужого" избыточного аргона. Источником избыточного аргона в расплавах могут быть ксенолиты более древних пород. Так, возраст, определенный для некоторых ксенолитов, более древ-

ний, чем для гранитов, в которых они встречены (330 млн. лет по ксенолита́м и 315 млн. лет по вмещающим их гранитам, интрузив Шалтас) (Каталог..., 1970). Подтверждением этих выводов являются петрографические исследования гранитов калдырминского комплекса, которые показали, что в большей части интрузивов проявлены процессы гибридности и присутствует ассимиляционный биотит.

Граниты акчатауского комплекса

Определения абсолютного возраста выполнены для интрузивов Бектау-Ата, Узунбулак, Бегазы, Акчатау (двуполюшпатовые лейкократовые граниты) и для интрузивов Кент, Майтас, Кызылрай (однополюшпатовые граниты) (см. табл. 1).

Интрузив Бектау-Ата охарактеризован двумя пробами из крупнозернистых гранитов главной интрузивной фазы. Одна проба взята в центральной части массива в 3 км юго-западнее вершины Бектау-Ата, возраст пород 290 млн. лет, вторая - в юго-западной части интрузива южнее грейдера, в 14 км юго-западнее вершины Бектау-Ата в месте погружения интрузива, из гранитов фации эндоконтакта. Абсолютный возраст - 302 млн. лет. Полученные данные имеют хорошую сходимость с результатами других исследователей (Комлев, 1960) и совпадают с данными Rb-Sr метода (Rb-Sr изохрона; Горохов, 1964).

Интрузив Узунбулак - опробование проведено по средне-крупнозернистым гранитам главной интрузивной фазы в западной части интрузива, вблизи контакта его с гранитами калдырминского комплекса. Возраст гранитов определен в 292 млн. лет.

Интрузив Акчатау охарактеризован двумя пробами, одна из них взята из крупнозернистых биотитовых гранитов главной интрузивной фазы на юго-западном склоне горы Кызылтас в 1 км от ее вершины, возраст биотита 300 млн. лет. Другая проба взята из гранитов второй фазы (по Щербе, 1960), представленных среднезернистыми лейкократовыми гранитами. Определения выполнены по мусковиту, возраст которого определен в 302 млн. лет. Проведенные авторами геологические наблюдения на контактах гранитов главной интрузивной фазы и среднезернистых лейкократовых гранитов второй фазы указывают на внутриинтрузивный характер контактов, что подтверждает точку зрения Г.Н. Щербы (1960), В.Е. Бочарова и др. (1966) и других исследователей об одновозрастности всех фаз, слагающих Акчатауский интрузив, и об отсутствии в его составе двух разновозрастных комплексов (Бескин и др., 1973).

Интрузив Бегазы - опробование проведено в центральной части интрузива в 1,2 км к северо-западу от контакта с гранитами калдырминского комплекса. Проба взята на восточном борту центральной долины из крупнозернистых лейкократовых гранитов главной интрузивной фазы с небольшим количеством мелких перматитидных миарол. Возраст гранитов определен в 282 млн. лет. По данным термического анализа биотит в значительной степени гидратирован и содержит относительно невысокое количество калия (4%), что существенным образом сказалось на данных абсолютного возраста. Значения возраста около 290 млн. лет по биотиту были получены другими исследователями и для интрузивов Котур-Кызылтау - 295 млн. лет, Ортау - 287 млн. лет, Батыстау - 290 млн. лет (Каталог..., 1970). Возраст интрузива Куу, по данным В.М. Мещеряковой (устное сообщение) - 290 млн. лет по биотиту из гранитов и 292 млн. лет по мусковиту.

Отметим, что абсолютный возраст лейкократовых гранитов акчатауского комплекса, определенный по биотитам, варьирует от 290 до 280 млн. лет, тогда как по мусковитам из грейзенов, их пересекающих, абсолютный возраст датируется в 300 - 304 млн. лет. На основании вышеизложенных данных абсолютный возраст двуполюшпатовых лейкократовых гранитов акчатауского комплекса и определения, с ним связанного, следует определять в 300 ± 10 млн. лет, что отвечает верхнему карбону по геохронологической шкале Союза 1964 г. По сравнению с гранитами калдырминского комплекса абсолютный возраст гранитов акчатауского комплекса отличается большей стабильностью. Более молодые цифры возраста по биотиту (около 270 млн. лет), полученные для некоторых интрузивов акчатауского комплекса (Каркаралинск, Куу, Караоба - Каталог..., 1970), пока единичны, а представительность их должна быть подтверждена большим количеством определений.

Однополевошпатовые аляскитовые граниты

Как уже указывалось в геологическом разделе, возрастное положение этой группы гранитов является неопределенным. Проведенные исследования абсолютного возраста не внесли какой-либо ясности в этот вопрос в связи с большим разбросом полученных данных. Определения абсолютного возраста выполнены по интрузивам Кент, Майтас, Улькен-Кызылрай.

Интрузив Кент – проанализированы крупнозернистые аляскитовые граниты главной интрузивной фазы, взятые в центральной части интрузива в 1,5 км выше устья сая Карагаш на северном борту долины. Возраст гранитов определен в 296 млн. лет. Близкие значения возраста (295 млн. лет) были получены Е.В.Рыбалтовским (Каталог..., 1970). Возраст рибекита из пегматита определен в 270 млн. лет (см. табл. 1).

Интрузив Майтас – возраст определен по крупнозернистым гранитам главной интрузивной фазы, взятым в 1,5 км от контакта с вмещающими породами в северо-восточной части интрузива. Граниты слабо альбитизированы, в ассоциации с биотитом развит рибекит. Абсолютный возраст биотита – 308 млн. лет, рибекита – 288 млн. лет.

Интрузив Кызылрай характеризуется более древними, чем Кент и Майтас, цифрами абсолютного возраста. Возраст крупнозернистых аляскитовых гранитов главной интрузивной фазы, взятых в 1 км к северу от южного контакта интрузива с гранитами калдырминского комплекса (западный борт долины р. Женишке), определен в 330 млн. лет. Возраст среднезернистых порфировидных гранитов первого дополнительного интрузива, опробованных в 1 км от контакта с гранитами главной интрузивной фазы (1 км севернее места взятия пробы из главной интрузивной фазы), определен в 320 млн. лет, возраст мусковита из грейзенов Центрального участка – в 312 млн. лет. Данные по абсолютному возрасту интрузива Кызылрай не противоречат установленной геологической схеме строения интрузива, датируя правильно последовательность образования его фаз и время минерализации. Однако значения возраста в 330 – 320 млн. лет для этой группы гранитов представляются удревленными и находятся в противоречии с концепциями об их наиболее "молодом" возрасте относительно гранитных комплексов Токрауской впадины. Удревнение возраста не представляется возможным связать с гидрицизмом, так как какие-либо его признаки в породах интрузива отсутствуют, граниты имеют крайне кислый химический состав с предельно низким содержанием биотита. Была сделана попытка определить присутствие избыточного аргона в гранитах интрузива. С этой целью был проанализирован кварц, выделенный из гранитов интрузивной фазы. Анализом аргона в кварце не установлен.

Имея столь различающиеся между собой (40 млн. лет) данные по абсолютному возрасту интрузивов моношпатовых гранитов, датировать надежно возраст этой группы затруднительно. Условно по интрузиву Кент можно считать их одновозрастными с гранитами акчатауского комплекса. Однако не исключен вариант более древних возрастов отдельных интрузивов.

ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОГРАФИИ ГРАНИТОВ

Количественно-минеральный состав

Сопоставление количественно-минеральных составов, полученных разными исследователями по одному массиву, показывает резкое расхождение данных. Так, по гранитам главной интрузивной фазы массива Восточный Коунрад В.И.Серых (1966 г.) дает 34% кварца, а Г.Д.Зиновьев (1948) – 27,7%. Это можно объяснить недостаточным количеством подсчетов, особенно значимым для крупнозернистых гранитов главной интрузивной фазы. Для выяснения необходимого количества подсчетов по гранитам главной интрузивной фазы были взяты основные разновидности гранитов, различающихся по составу и зернистости, которые представляют гершинские гранитные комплексы Центрального Казахстана. Средние составы вычислялись для каждого следующего метра длины дорожки подсчета. Установлено, что выравнивание колебаний средних составов (табл.2) наступает на четвертом – седьмом метре длины подсчета. До этого колебание среднего содержания главных породообразующих минералов составляет 3–4%, при колебаниях единичных подсчетов даже в больших шлифах до 10%. На чет-

вертом метре длины подсчета выравнивание среднего количественно-минерального состава наступает в равнозернистых практически двуминеральных аляс-китовых гранитах (Улькен-Кызылрай). В гибридизированных верхнекарбонных гранитах (Кент), где в объеме породы наблюдаются резкие колебания содержания плагиоклаза, на четвертом метре подсчета выравнивается содержание кварца, а колебания содержания полевых шпатов выравниваются лишь на седьмом метре. В крупно-грубозернистых лейкократовых гранитах типа Бектау-Ата с резкими колебаниями размера кристаллов (0,1 - 2,5 см) выравнивание содержания всех трех главных породообразующих минералов наступает на шестом - седьмом метре длины дорожки подсчета. Лишь в отдельных случаях относительно более мелкозернистых (средне-крупнозернистых) гранитов главной интрузивной фазы, таких, как массивы Бельтерек, Узунбулак, Улькен-Каракуус Западный, выравнивание состава наступает значительно раньше - уже на первом, втором метре длины подсчета. Кроме того, при подсчете средних количественно-минеральных составов гранитов главных интрузивных фаз по массивам Кызылрай, Майтас, Мамыр по большим шлифам и шлифам обычного размера выясняется, что в составе, подсчитанном по маленьким шлифам, заметно занижено содержание кварца (табл. 3).

Вышеизложенные факты показывают, что к необходимому объему подсчета среднего состава гранитов надо подходить дифференцированно. При подсчете состава средне-крупнозернистых равномернозернистых гранитов главной интрузивной фазы и близких к ним по зернистости среднезернистых гранитов дисполнительных интрузивов достаточной является длина подсчета в пределах одного-двух метров дорожки подсчета. Для крупнозернистых равномернозернистых гранитов объем подсчета увеличивается до четырех метров длины дорожки подсчета и достигает шести-семи метров для гибридизированных гранитов с неравномерным распределением плагиоклаза и крупно-грубозернистых гранитов с резкими колебаниями размера кристаллов главных породообразующих минералов. Необходимо учитывать и занижение количества кварца при подсчетах крупнозернистых гранитов в маленьких шлифах. С уменьшением зернистости породы уменьшается и необходимый объем подсчета. Так, в жильных гранитах (массив Мамыр, см. табл. 2) колебание состава уже в пределах единичных подсчетов становится незначительным. Для мелкозернистых гранитов достаточным является подсчет состава в двух-трех маленьких шлифах.

Граниты калдырминского комплекса содержат плагиоклаза - 21-31%, кали-натрового полевого шпата - 36-46, кварца - 27-33% (табл. 4), на диаграмме минерального состава (см. фиг. 1) занимают поле гранитов. Содержание биотита и амфибола не превышает 2,5-1,5%, аксессуарных (магнетит, ильменит, сфен) около 1%. От однополевошпатовых и двуполевошпатовых гранитов акчатауского комплекса они отличаются большим количеством плагиоклаза и меньшим количеством кварца и кали-натрового полевого шпата. Наиболее низкие содержания плагиоклаза установлены в менее гибридизированных с меньшим количеством ксенолитов гранитах центральной части Токрауского синклинория (интрузивы Бегазы и Бельтерек). Более высокие содержания плагиоклаза (25%) характерны для интрузивов, расположенных в краевой части синклинория (Кент), и самые высокие (31%) - в гранитах обрамления (калдырминская часть интрузива Узунбулак). Соответственно в интрузивах, расположенных в краевой части Токрауского синклинория и обрамления, наиболее отчетливо проявлена меланократовая эндоконтактовая фация, в которой местами появляется роговая обманка и заметно увеличивается количество сильно переработанных ксенолитов. В фации эндоконтакта (массив Аршалы Байназарский) происходит увеличение количества плагиоклаза на 10%, биотита на 3% и соответственное уменьшение количества кали-натрового полевого шпата. Содержание кварца остается почти без изменений. Характерно для гранитов калдырминского комплекса присутствие значительного количества сфена (0,05-0,3%). Обычно он ассоциирует с биотитом, рудными минералами, апатитом и ширконом. Однако заметная часть сфена встречается в ассоциации с мелким магнетитом и мелкочешуйчатым биотитом в более мелкозернистых овальных или округлых

Таблица 2

Выравнивание колебаний средних количественно-минеральных составов по зернистости

Массив, фаза	Количество шлифов	Длина подсчета, м	Плагиоклаз	Кали-натровый полевой шпат	
Кент, главная, интрузивная	1	105,0	30,2	39,0	
	2	230,3	27,6	41,6	
	3	309,3	28,9	39,9	
	5	425,3	28,3	39,3	
	6	508,8	28,2	39,1	
	7	593,0	26,9	40,9	
	8	675,8	25,4	42,4	
	9	802,2	25,1	42,4	
	Бектау-Ага, главная, интрузивная	1	110,1	18,6	45,5
2		185,9	19,2	48,1	
4		282,0	18,2	48,4	
6		384,4	17,6	46,4	
7		525,1	17,4	47,6	
8		613,3	16,6	48,2	
9		691,8	16,2	48,0	
11		820,9	16,0	48,3	
12		887,8	15,8	48,2	
13		1011,5	16,0	48,0	
14		1096,8	15,9	48,3	
15		1208,7	16,1	48,1	
Кызылрай, главная, интрузивная		2	105,2	1,0	65,8
		4	212,9	0,7	63,4
		5	297,5	0,6	63,2
	7	436,3	0,4	64,5	
	9	561,5	0,3	64,5	
	11	660,1	0,3	64,9	
	12	750,3	0,3	64,4	
	14	864,8	0,3	64,5	
Бельтерек, главная, интрузивная	2	123,6	22,1	46,6	
	3	222,2	21,4	45,6	
	5	323,7	21,4	46,0	
Мамыр, жильные граниты	1	13,6	-	64,3	
	1	12,4	-	65,3	
	1	16,6	-	65,1	
	1	17,8	2	65,0	
	1	13,0	0,2	64,5	
	1	21,0	-	64,8	
	1	22,5	-	64,3	
	1	16,9	0,03	64,8	

мера роста длины дорожки подсчета в гранитах разного состава и разной

Кварц	Биотит	Магнетит, ильменит	Апатит, циркон	Сфен
27,3	1,6	1,5	0,1	0,3
27,9	1,7	0,8	0,1	0,3
28,7	1,4	0,7	0,08	0,3
30,3	1,4	0,6	0,09	0,3
30,5	1,3	0,6	0,08	0,2
30,1	1,2	0,6	0,08	0,2
30,1	1,2	0,6	0,08	0,2
30,2	1,3	0,6	0,08	0,3
33,1	1,6	1,0	0,1	0,1
30,2	1,6	0,8	0,1	0,07
30,5	1,5	0,8	0,1	0,08
33,9	1,3	0,7	0,1	0,06
32,6	1,4	0,8	0,1	0,1
33,0	1,3	0,7	0,1	0,1
33,6	1,3	0,7	0,1	0,1
33,5	1,3	0,7	0,1	0,1
33,6	1,4	0,8	0,1	0,1
33,6	1,4	0,8	0,1	0,1
33,4	1,4	0,8	0,1	0,1
33,5	1,3	0,8	0,1	0,1
32,0	0,4	0,8	0,05	-
35,2	0,3	0,5	0,03	-
35,5	0,4	0,4	0,03	-
34,4	0,3	0,4	0,04	-
34,4	0,4	0,3	0,05	-
34,1	0,4	0,3	0,05	-
34,5	0,4	0,4	0,05	-
34,4	0,4	0,4	0,05	-
30,5	1,8	0,7	0,03	0,2
30,6	2,1	0,7	0,05	0,2
30,5	1,6	0,6	0,06	0,2
33,9	0,8	1,0	0,4	-
34,1	0,3	0,3	0,02	-
34,7	-	0,2	0,02	-
34,7	0,1	0,2	0,06	-
34,2	0,3	0,8	0,02	-
34,0	0,1	1,1	0,01	-
34,4	0,2	1,1	0,04	-
34,3	0,2	0,7	0,04	-

Таблица 3

Средние количественно-минеральные составы гранитов главной интрузивной фазы, подсчитанные по большим шлифам и шлифам обычного размера

Массив	Шлиф	Длина подсчета, см	Плагиоклаз	Кали-натровый полевой шпат	Кварц	Биотит	Магнетит, ильменит	Акцессорные минералы
Кызылрай	Большой	864,8	0,3	64,5	34,4	0,4	0,4	0,04
	Малый	1232,0	0,1	65,5	33,6	0,4	0,4	0,03
Майтас	Большой	940,8	0,3	66,5	32,2	0,3	0,6	0,02
	Малый	638,1	0,3	67,9	30,9	0,4	0,5	0,02
Мамыр	Большой	923,2	0,4	65,5	33,2	0,3	0,6	0,02
	Малый	533,5	0,3	65,9	32,8	0,2	0,7	0,02

Количественно-минеральный состав верхнепалеозойских гранитных

Комплекс	Фаза или фация	Массив	Длина подсчета, см	Плагиоклаз
Калдырминский	Главная интрузивная	Кент	802,2	25,1
		Бегазы	512,3	21,9
		Бельгерек	323,7	21,1
		Узунбулак	108,0	31,6
	Эндоконтакта	Восточный Коунрад	856,8	31,3
		Аршалы	106,0	31,6
		"	104,0	41,7
Акчатауский (лейкокраговые граниты)	Начальная	Бектау-Ата	657,0	-
		"	1208,7	16,1
	Главная интрузивная	Бегазы	1026,8	17,3
		Каркаралинск	427,3	16,7
		Узунбулак	110,0	22,3
		"	78,0	28,7
Акчатауский (аляскитовые граниты)	Главная интрузивная	Улькен-Каракуус	900,7	0,9
		Кент	670,6	0,7
		Кызылрай	864,8	0,3
		Мамыр	923,2	0,4
		Майтас	940,8	0,3
	Апикальная	"	58,5	5,3
		"	48,5	14,8
		"	55,6	21,0
		"	54,2	14,4
		"	42,8	14,4
I	Дополнительная	Майтас	443,9	4,5
		Кызылрай	206,0	4,8
		Среднее	1638,2	23,3
Калдырминский Акчатауский (лейкокротовые граниты) аляскитовые граниты	Главная интрузивная	"	2662,8	16,7
		"	3800,0	0,5
		"		

участках в породе, сложенных короткопризматическими кристаллами плагиоклаза при пониженном содержании кварца (20-25%). Такая же ассоциация характерна и для мелких сильно переработанных ксенолитов основных пород. По-видимому, вышеописанные участки являются полностью переработанными ксенолитами - "тенями" ксенолитов. Следовательно, в этих скоплениях сфен и биотит не являются магматическими. Биотит этой ассоциации назван нами условно ассимиляционным. Таким образом, в гранитах калдырминского комплекса наблюдается тенденция к увеличению количества плагиоклаза и биотита, наиболее четко проявленная в гибридизированных гранитах краевых частей Токрауского синклинория и особенно в их наиболее гибридных фациях эндоконтакта, где, кроме того, появляется и роговая обманка (интрузивы Кент Восточный, Узунбулак Юго-Западный, Аршалы Байназарский и реке Бегазы и Восточный Коунрад). Особенностью гранитов комплекса является интенсивная переработка ксенолитов при полной гранитизации части мелких ксенолитов, в результате чего появляется дополнительное количество биотита и сфена ассимиляционного происхождения.

Среди гранитов акчатауского комплекса по минеральному составу четко выделяются две группы: однополевошпатовые аляскитовые граниты и двухполевошпатовые лейкокротовые граниты. Главные интрузивные фазы двухполевошпатовых гранитов содержат плагиоклаза 22-16%, кали-натрового полевого шпата

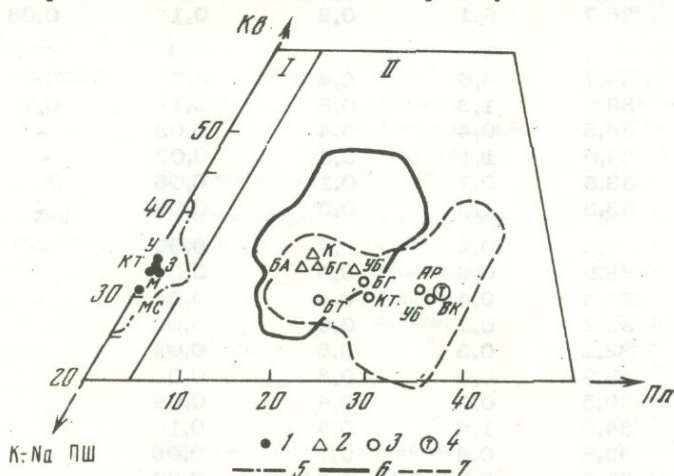
комплексов Центрального Казахстана

Кали-натровый полевой шпат	Кварц	Биотит	Магнетит Ильменит	Апатит Циркон	Сфен
42,4	30,2	1,3	0,6	0,08	0,03
43,4	32,8	1,5	0,4	0,06	0,07
46,0	30,5	1,6	0,6	0,06	0,2
35,9	29,5	2,4	0,5	0,07	0,1
35,9	30,0	1,9	0,6	0,1	0,2
38,2	27,6	2,1	0,4	0,1	0,05
26,0	26,7	5,1	0,3	0,1	0,08
63,8	34,7	0,6	0,4	0,5	-
48,1	33,5	1,3	0,8	0,1	0,1
47,4	34,5	0,4	0,4	0,03	-
47,0	34,9	1,1	0,3	0,03	-
43,4	33,5	0,7	0,1	0,06	2
36,4	33,3	1,3	0,3	0,08	-
65,3	33,3	0,2	0,3	0,02	-
64,2	33,9	0,6	0,5	0,04	-
64,5	34,4	0,4	0,4	0,04	-
65,5	33,2	0,3	0,6	0,02	-
66,5	32,2	0,3	0,6	0,02	-
45,2	48,9	0,3	0,3	0,3	-
53,3	30,5	0,9	0,4	0,08	-
42,8	34,0	1,6	0,5	0,1	-
50,6	33,8	0,4	0,7	0,09	-
59,3	35,5	0,3	1,54	0,02	-
59,0	34,7	0,9	0,6	0,05	-
43,4	31,0	1,5	0,5	0,07	0,2
47,5	34,1	1,0	0,6	0,06	-
65,3	33,4	0,3	0,5	0,03	-

та - 43-48, кварца - 33-35% (см. табл. 4). На диаграмме они занимают поле гранитов (см. фиг. 1).

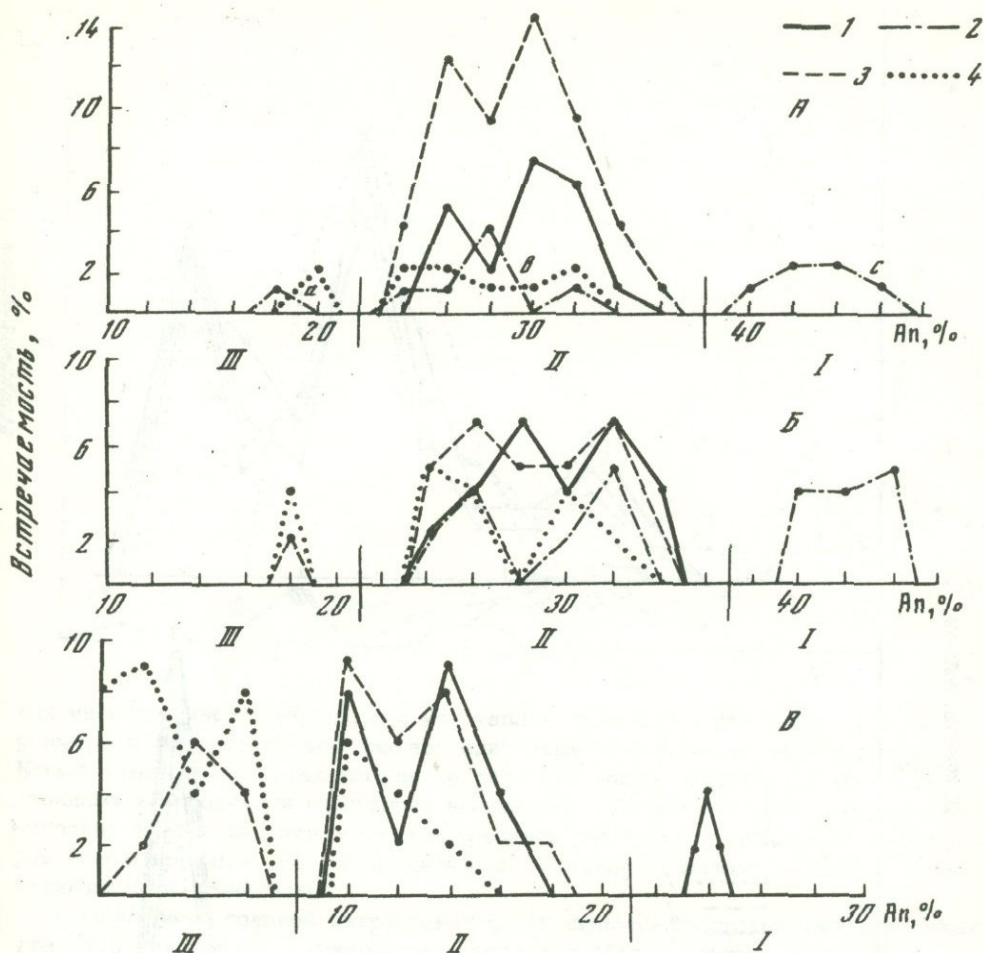
Среднее содержание плагиоклаза в интрузивах этой группы колеблется в незначительных пределах (16-17%), иногда повышаясь до 22% (Западный Узунбулак). Количество кварца выше, чем в аляскитовых гранитах, на 1,3%, возможно, за счет заметно более интенсивного изменения гранитов в интрузивах Бегазы и Каркаралинск. Слабо измененные граниты Бектау-Ата и Узунбулака содержат кварца 33,5%. Лейкократовые граниты отличаются от аляскитовых относительно высоким содержанием самостоятельной минеральной фазы плагиоклаза и повышенным количеством биотита. В гранитах массива Бектау-Ата, для которого характерно высокое содержание аксессуарных минералов, появляется значительное количество сфена (0, 1%) - минерала, не характерного для акчатауских гранитоидов. Граниты дополнительных интрузивов в жильные граниты в этих интрузивах также содержат плагиоклаз в пределах 15-20%, в интрузиве Узунбулак - до 28% за исключением отдельных в основном крутопадающих тел жильных гранитов в интрузиве Бектау-Ата, не содержащих самостоятельной фазы плагиоклаза.

Однополевошпатовые аляскитовые граниты. Главные интрузивные фазы содержат кали-натрового полевого шпата 65,5%, кварца - 33,4, плагиоклаза и биотита - не выше 1% (см. табл. 4). Практически это двуминеральные граниты. На диаграмме они расположены в поле аляскитов (см. фиг. 1). Низкое содержание кварца в массиве Майтас объясняется, по-видимому, более интенсивным натровым метасоматозом. В интрузивах Улькен-Каракуус Западный, Кент (юго-западная дуга) и Мамыр содержится 0-0,9% плагиоклаза, достигая иногда 2-4%. В гранагах главной интрузивной фазы массива Кызылрай голько в апикальной приконтактовой части количество плагиоклаза повышается до 5-6% при одновременном повышении содержания биотита. Лишь в массиве Майтас большие площади апикальной фации отличаются высоким содержанием плагиоклаза. В купольной северной части интрузива количество плагиоклаза в среднем составляет 0,3%, в юго-западной части (район рудопроявления) количество его повышается до 5-14%, а в районе пологого северного эндоконтакта составляет 14% объема породы, достигая в отдельных гочках 21%. В последнем случае в породе появляются единичные зерна сфена и повышается до 1,6%



Фиг. 1. Средние количественно-минеральные составы массивов

1 - граниты: однополевошпатовые аляскитовые акчатауского комплекса, 2 - двухполевошпатовые лейкократовые акчатауского комплекса, 3 - биотитовые калдырминского комплекса, 4 - граниты массива Восточный Коунрад. Поля разброса точек единичных подсчетов состава гранитов: 5 - аляскитовых, 6 - лейкократовых, 7 - биотитовых. Массивы: МС - Майтас, М - Мамыр, КТ - Кент, З - Улькен-Каракуус Западный, У - Улькен-Кызылрай, БА - Бектау-Ата, К - Каркаралинск, БГ - Бегазы, УБ - Узунбулак, БТ - Бельтерек, АР - Аршалы, ВК - Восточный Коунрад. Поля: I - щелочнополевошпатовых гранитов, II - гранитов

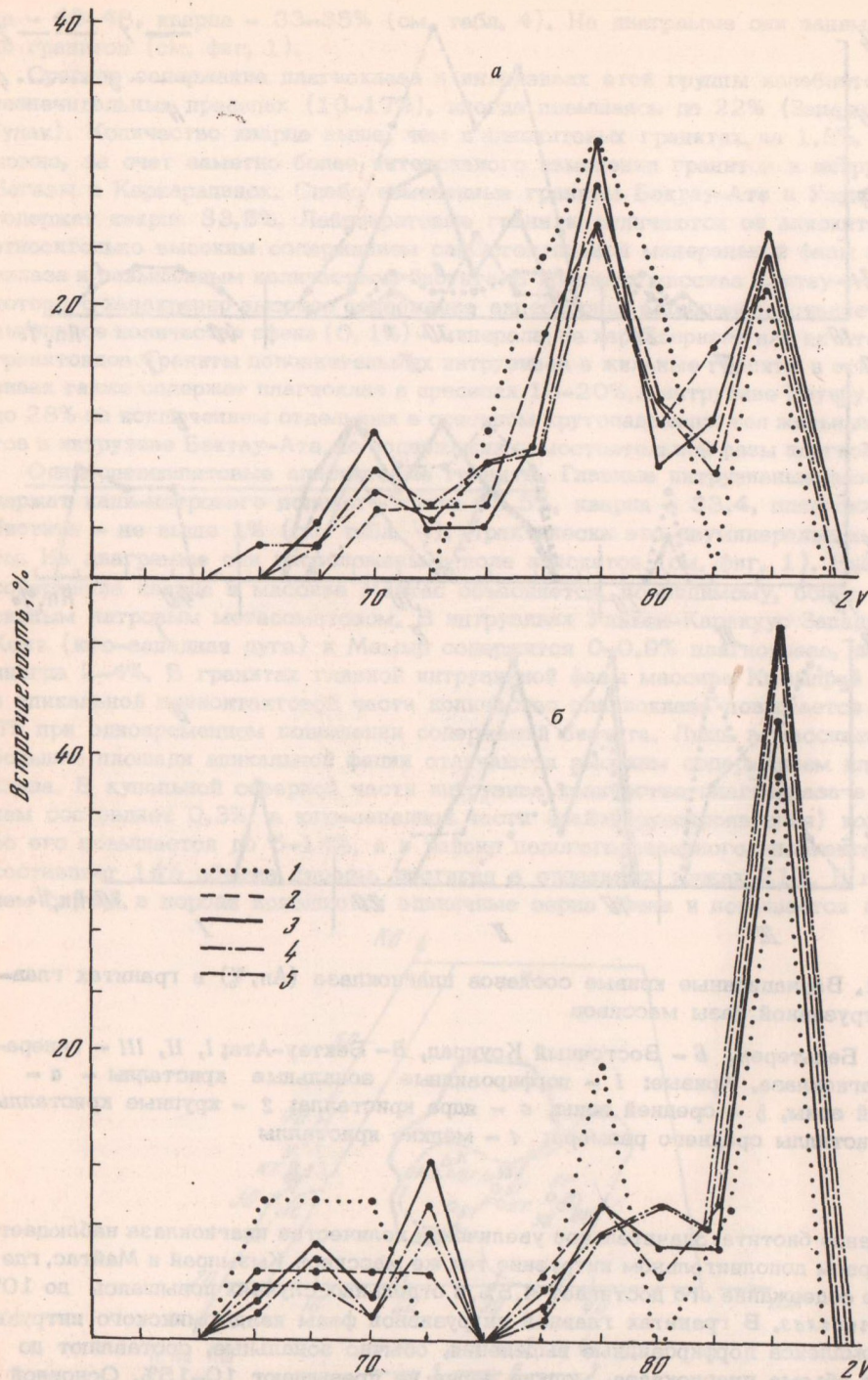


Фиг. 2. Вариационные кривые составов плагиоклаза (An, %) в гранитах главной интрузивной фазы массивов

А - Бельтерек, Б - Восточный Коунрад, В - Бектау-Ата; I, II, III - генерации плагиоклаза. Кривые: 1 - порфиroidные зональные кристаллы - а - внешней зоны, б - средней зоны, с - ядра кристалла; 2 - крупные кристаллы; 3 - кристаллы среднего размера; 4 - мелкие кристаллы

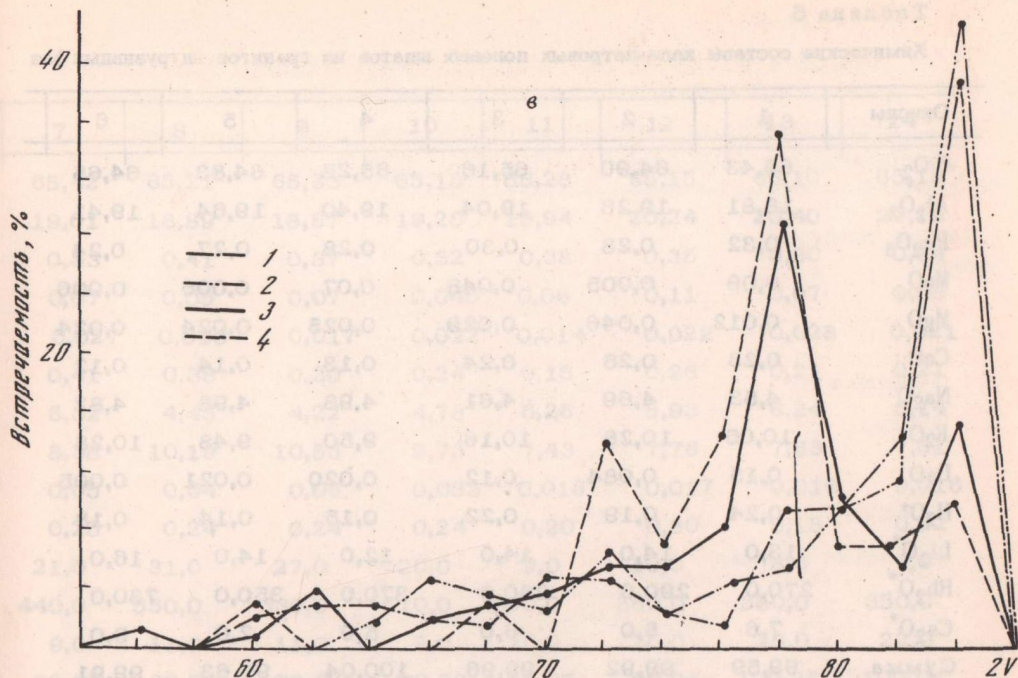
содержание биотита. Значительное увеличение количества плагиоклаза наблюдается в первом дополнительном интрузиве тех же массивов Кызылрай и Майтас, где среднее содержание его достигает 4,5%, в отдельных случаях повышаясь до 10%.

Плагиоклаз. В гранитах главной интрузивной фазы калдырминского интрузивного комплекса порфиroidные выделения, обычно зональные, составляют до 10% от объема плагиоклаза, мелкие зерна не превышают 10-15%. Основной объем его представлен иногда зональными кристаллами среднего размера (0,8-2 мм). Детальное изучение состава плагиоклаза в массиве Бельтерек позволяет выделить три генерации (фиг. 2, а). Первая генерация представлена андезином № 38-44 и слагает лишь ядра крупных порфиroidных зональных кристаллов. Вторая генерация по составу отвечает основному олигоклазу - кислому андезину № 24-34 при резком преобладании № 26-32. Плагиоклазом этого состава сложен основной объем его кристаллов до 85%. Он образует промежуточные зоны в порфиroidных выделениях, слагает полностью кристаллы среднего размера и значительную часть мелких кристаллов. Третья генерация, представленная кислым олигоклазом № 18-20, встречается редко в виде уз-



Фиг. 3. Вариационные кривые углов оптических осей кали-натровых полевых шпатов гранитов главной интрузивной фазы.

a - Бельтерек и *b* - Кызылрай - кривые, построенные по 10(1), 20(2), 30(3), 40(4) и 50(5) определениям углов оптических осей; *с* - кривые по: 1 - двуполевошпатовым лейкократовым гранитам акчатауского комплекса; 2 - однополевошпатовым аляскитовым гранитам акчатауского комплекса, 3 - биотитовым гранитам калдырминского комплекса, 4 - массиву Восточный Коурад, 5 - массиву Бегазы



ких внешних зон порфиroidных кристаллов, зональных кристаллов среднего размера и самостоятельно слагает единичные мелкие выделения плагиоклаза. Кроме этого, в гранитах комплекса довольно часто встречаются скопления плагиоклаза в ассоциации с мелкими выделениями биотита и сфена, отвечающие андезину № 32–36. Эти мелкие и среднего размера кристаллы, на 6–8 номеров более основные, чем в окружающей их породе, слагают полностью гранитизированные ксенолиты.

Плагиоклазы главной интрузивной фазы двуполовошпатовых лейкократовых гранитов акчатауского комплекса значительно более кислые. Количество порфиroidных выделений, зерен средней величины и мелких кристаллов в них почти одинаковое, а зональные кристаллы встречаются редко лишь среди порфиroidных выделений; выделяются, кроме того, три генерации плагиоклаза (интрузив Бектау-Ата, фиг. 2, в). Первая генерация отвечает основному олигоклазу № 24 и слагает ядра зональных порфиroidных выделений. Вторая генерация представлена кислым олигоклазом № 10–18 при резком преобладании № 10–14. Она формирует внешние зоны зональных порфиroidных выделений, все незональные порфиroidные кристаллы, большую часть (две трети) плагиоклаза среднего размера и небольшое количество мелких кристаллов. Альбит № 0–8 третьей генерации распространен широко (до 40% всех кристаллов плагиоклаза) и слагает часть кристаллов среднего размера и большую часть мелких выделений плагиоклаза.

В однополовошпатовых аляскитовых гранитах единичные кристаллы плагиоклаза главной интрузивной фазы отвечают альбит-олигоклазу № 0–14. В массиве Майтас в двуполовошпатовых разностях встречается олигоклаз № 18–22, слагающий крупные кристаллы.

Таким образом, в главной интрузивной фазе герцинских гранитоидов Центрального Казахстана первая генерация плагиоклаза, слагающая ядра наиболее крупных зональных порфиroidных кристаллов, составляет лишь небольшой (5–6) процент. Наиболее распространена (50–90%) вторая их генерация и реже (5–40%) – третья. Размерность кристаллов плагиоклаза практически не соответствует выделяемым в них по составу генерациям. Особенно это заметно в гибридизированных гранитах калдырминского комплекса, где плагиоклаз второй генерации охватывает до половины объема крупных кристаллов и практически весь объем остальных зерен плагиоклаза. Такую растянутость во времени фор-

Таблица 5

Химические составы кали-натровых полевых шпатов из гранитов интрузивных фаз

Оксиды	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	65,43	64,90	65,16	65,28	64,83	64,65
Al ₂ O ₃	18,81	19,26	19,04	19,40	19,64	19,41
Fe ₂ O ₃	0,32	0,28	0,30	0,28	0,27	0,24
MnO	0,09	0,005	0,048	0,07	0,006	0,006
MgO	0,012	0,046	0,029	0,025	0,024	0,024
CaO	0,23	0,25	0,24	0,13	0,14	0,12
Na ₂ O	4,53	4,69	4,61	4,98	4,98	4,82
K ₂ O	10,05	10,28	10,16	9,50	9,48	10,28
BaO	0,15	0,084	0,12	0,020	0,021	0,005
H ₂ O ⁺	0,24	0,19	0,22	0,15	0,14	0,18
Li ₂ O*	13,0	14,0	14,0	12,0	14,0	16,0
Rb ₂ O*	270,0	290,0	280,0	370,0	350,0	730,0
Cs ₂ O*	7,6	5,0	6,0	5,0	2,0	9,0
Сумма	99,59	99,92	99,96	100,04	99,63	99,91

Бигитовые граниты калдырминского комплекса: Бегазы - 1,2 (3 - среднее); лейкократовые граниты акчатауского комплекса: Бегазы - 4,5,6; Бектау-Ата - 7,8,9

*Литий, рубидий, цезий даны в г/т.

мирования кристаллов плагиоклаза близкого состава можно объяснить лишь дополнительным поступлением кальция в расплав в результате ассимиляционного процесса. Ближе всего выделяемые генерации соответствуют размеру кристаллов плагиоклаза в гранитах акчатауского комплекса, представленных двуполовошпатовыми гранитами, в которых не наблюдается сколько-нибудь заметных следов гибридности. Это заметно и в составе плагиоклаза, который в гранитах калдырминского комплекса отвечает олигоклазу-андезину, а в гранитах акчатауского комплекса - альбиту - кислому олигоклазу, которые более характерны для гранитов собственно гранитных комплексов.

Кали-натровые полевые шпаты. Из всех структурночувствительных оптических констант кали-натровых полевых шпатов наиболее независимым является угол оптических осей, мало зависящий от других факторов, таких, как субмикроскопическое двойникование и состав криптопертитов (Марфуни, 1962). Это позволяет использовать угол оптических осей как наиболее надежный критерий степени упорядоченности кали-натровых полевых шпатов. В связи с невозможностью использовать в гранитах ориентированных сколов кристаллов кали-натрового полевого шпата для более точного определения величины углов оптических осей во избежание грубых ошибок приходится прибегать к массовому определению узлов и статистической обработке данных при помощи построения вариационных кривых частоты встречаемости углов оптических осей разной величины. Для выявления минимально необходимого количества определений на фазу гранитов использовалось сравнение серии вариационных кривых, построенных для каждой 10, 20, 30 и т.д. определений в гранитах разных комплексов - гибридизированных гранитах калдырминского комплекса (интрузив Бельгерек, фиг. 3, а) и аляскитовых гранитах акчатауского комплекса (интрузив Кызылрай, фиг. 3, б). Как видно, для обоих случаев при 30 и более определениях вариационные кривые практически совпадают. Следовательно, 30 определений углов оптических осей кали-натровых полевых шпатов на фазу гранитов являются минимально необходимым количеством. В гранитах калдырминского

	7	8	9	10	11	12	13	14
	65,42	65,21	65,33	65,15	65,28	65,15	65,10	65,18*
	19,61	18,89	18,57	19,25	19,94	20,24	20,40	20,19
	0,33	0,41	0,37	0,32	0,38	0,35	0,30	0,34
	0,07	0,05	0,07	0,045	0,06	0,11	0,07	0,08
	0,027	0,013	0,017	0,022	0,014	0,022	0,028	0,021
	0,41	0,38	0,20	0,24	0,15	0,26	0,21	0,21
	5,32	4,43	4,22	4,78	6,26	5,93	6,24	6,14
	8,38	10,19	10,53	9,73	7,43	7,76	7,63	7,61
	0,05	0,04	0,06	0,033	0,016	0,017	0,016	0,016
	0,25	0,24	0,24	0,24	0,20	0,30	0,18	0,22
	21,0	31,0	27,0	20,0	9,0	10,0	8,6	9,0
	440,0	550,0	630,0	510,0	350,0	360,0	330,0	350,0
	9,0	11,0	11,0	8,0	20,0	20,0	28,0	22,0
	99,67	99,68	99,54	99,78	99,97	99,94	100,25	100,04

(10 - среднее по комплексу); аляскитовые граниты - Улькен-Кызылрай - 11, 12, 13 (14 - среднее по комплексу).

комплекса (по массиву Бельгерек) до 50% определений приходятся на $2V = 76-80^\circ$ с максимальным пиком встречаемости 78° (фиг. 3, в). Вариационные кривые для лейкократовых и аляскитовых гранитов акчатауского комплекса (массивы Кызылрай, Мамыр, Майтас, Бектау-Ата) практически совпадают (см. фиг. 3, в), образуя высокие пики встречаемости (до 45-50 определений) для максимально упорядоченных ($S_T = 1$) кали-натровых полевых шпатов с углом оптических осей $2V = 84^\circ$. Появление в вариационной кривой калдырминских гранитов дополнительного пика, отвечающего максимально упорядоченным калиевым полевым шпатам ($2V = 84^\circ$), по-видимому, связано с воздействием более молодых акчатауских гранитов и частично со своими пост- и позднемагматическими процессами.

Массив Восточный Коунрад, имея в составе гранитов главной интрузивной фазы (см. табл. 4) очень высокое содержание плагиоклаза 31,3% и низкое кварца - 30%, аналогичен наиболее меланократовым калдырминским гранитам обрамления Токрауского синклиория. Состав плагиоклаза основной (см. фиг. 2, б). Первая генерация отвечает основному андезину № 38-44 и слагает ядра порфировидных зональных кристаллов. Вторая генерация отвечает составу основной олигоклаз - кислый андезин № 24-34, при резком преобладании № 24-30 слагает зоны порфировидных кристаллов и все крупные, среднего размера и мелкие кристаллы. Третья генерация - олигоклаз № 18 образует единичные среднего размера и мелкие кристаллы. Характер вариационной кривой углов оптических осей калиевых полевых шпатов (см. фиг. 3, в) при максимуме встречаемости, отвечающей 78° , аналогичен таковой для гранитов калдырминского интрузивного комплекса.

Химические составы кали-натровых полевых шпатов из гранитов разных комплексов охарактеризованы 11 силикатными анализами и дополнительными определениями K_2O и Na_2O . Судя по данным силикатных анализов, содержания главных оксидов в кали-натровых полевых шпатах за исключением содержания Na_2O и K_2O достаточно близки между собой (табл. 5). Нормативный

Таблица 6

Содержания щелочей в кали-натровых полевых шпатах биогитовых гранитов калдырминского комплекса (в атомных количествах)

Интрузивы	Na ₂ O	K ₂ O	Na ₂ O+K ₂ O	Ab	Or
Главные интрузивные фазы					
Кент	4,40	9,36	13,76	41	59
	4,00	9,48	13,48	39	61
	4,16	8,88	13,04	41	58
Среднее	4,19	9,24	13,43	41	59
	Бегазы	4,06	9,60	14,66	39
	3,82	9,84	13,66	37	63
	3,92	10,06	13,98	37	63
	Среднее	3,93	9,83	13,76	38
Восточный Коунрад	3,35	11,12	14,47	31	69
	3,35	10,80	14,15	32	68
	4,00	10,80	14,80	28	72
	4,32	10,00	14,32	39	61
Среднее	3,75	10,68	14,43	37	63
Узунбулак	2,80	12,48	15,28	25	75
	2,68	12,64	15,32	25	75
	2,78	12,72	15,50	25	75
Среднее	2,75	12,61	15,36	25	75
Жаман-Кызылрай	3,84	10,52	14,36	36	64
Аршалы Байназарский	3,12	9,84	12,96	32	68
Среднее по комплексу	3,64	10,54	14,18	34	66
Дополнительные интрузивы (по второй структурной группе)					
Восточный Коунрад	4,40	10,40	14,80	29	71
	3,60	11,20	14,80	33	67
Бегазы	3,68	11,04	14,74	34	66

состав кали-натровых полевых шпатов в гранитах калдырминского комплекса следующий: Or₆₁₋₅₈Ab₃₇₋₄₀An_{1-0,55}. По данным частных определений, отношение Ab:Or = 34:66 (табл. 6). Доля альбитового компонента в кали-натровых полевых шпатах различных интрузивов калдырминского комплекса колеблется от 41 до 25%.

По диаграмме Барта (1962) температуры кристаллизации для крайних составов калиевого полевого шпата при сосуществоющем плагиоклазе № 20-25 соответствуют 780-800 и 600°. Так как чаще всего содержание альбитового компонента в калиевом полевоом шпате составляет 37%, можно считать, что основной объем калдырминских гранитов кристаллизовался при температуре около 800°. Начало кристаллизации расплава с появлением ранней генерации андезина № 40 соответствует более высокой температуре, которую можно принять в 900°, учитывая опыты Н. И. Хитарова и др. (1969) по плавлению природных гранитов (Каибский интрузив, Казахстан) при давлении P_{H₂O} = 500-1000 бар.

Кали-натровые полевые шпаты лейкократовой группы акчатауского комплекса содержат альбитового компонента 33-45% (табл. 7), что близко к со-

Таблица 7

Содержания щелочей в кали-натровых полевых шпатах лейкскратовых гранитов акчагауского комплекса (в атомных количествах)

Интрузивы	Na ₂ O	K ₂ O	Na ₂ O + K ₂ O	Ab	Or
Главные интрузивные фазы					
Бектау-Ата	4,88	9,36	14,24	44	56
	4,88	10,02	14,90	43	57
	5,10	9,54	14,64	45	55
	4,48	9,48	13,96	42	58
	4,00	10,40	14,40	37	63
	3,72	10,00	13,72	36	64
Среднее	4,51	9,80	14,31	41	59
Бегазы	4,40	9,28	13,68	42	58
	4,00	9,48	13,48	39	61
	4,04	9,48	13,52	39	61
Среднее	4,15	9,41	13,56	40	60
Акчатау	4,12	9,84	13,96	39	61
	3,68	10,40	14,08	35	65
	3,74	10,08	13,82	36	64
Среднее	3,85	10,10	13,95	37	63
Восточный Сарьтау	3,70	11,40	15,10	33	67
Среднее по группе	4,21	9,90	14,11	39	61
Дополнительные интрузивы					
Бегазы	3,92	9,48	13,40	38	62
	4,07	10,20	14,28	37	63
Акчатау	4,00	9,84	13,84	38	62
	5,72	8,00	13,72	52	48
Каркаралинск	3,80	10,80	14,60	35	65

держанию его в калиевых полевых шпатах калдырминского комплекса. Нормативный состав калиевых полевых шпатов: $Or_{61-55}Ab_{39-44}An_{1-1,4}$. Величина среднего отношения $Ab:Or = 39:61$, т.е. содержание альбитового компонента чуть выше, чем в гранитах калдырминского комплекса. Для интрузива Бектау-Ата установлено переменное содержание альбитового компонента в кали-натровых полевых шпатах, которое составляет 38–39% в юго-западной части массива и 46% – в северо-восточной. Подобные колебания состава мы объясняем более высоким содержанием воды в гранитах юго-западной части, где выходят граниты фации эндоконтакта, что подтверждается большим количеством биотита в них и соответственно различными температурами кристаллизации гранитов фации эндоконтакта и главной фации. Температуры, определенные для гранитов фации эндоконтакта по двуполюсовому термометру Барга, составляют 750°, а для гранитов главной фации – 830°. Ориентировочно температуру кристаллизации основного объема расплава можно принять в 780° при среднем содержании альбитового компонента в калиевых полевых шпатах лейкскратовых гранитов в 40% и при равновесном с ним плагиоклазе № 15–20. В аляскитовых гранитах присутствует только один кали-натровый полевой шпат с содержанием 55% альбитового компонента (табл. 8). Нормативный состав его следующий: $Or_{44}Ab_{55}An_1$; в анализах, кроме того, присутствует около 1% избыточного прогив нормы Al_2O_3 . На диаграмме $Ab-Or$ составы кали-натровых полевых шпатов занимают обособленное положение относительно сос-

Таблица 8

Содержания щелочей в кали-натровых полевых шпатах аляскитовых гранитов акчатауского комплекса (в атомных количествах)

Интрузивы	Na ₂ O	K ₂ O	Na ₂ O+K ₂ O	Ab	Or
Главные интрузивные фазы					
Кызылрай	6,40	8,00	14,40	55	45
	5,84	8,00	13,84	52	48
	6,40	7,90	14,30	55	45
Среднее	6,21	7,97	14,18	54	46
Кент	6,16	7,02	13,18	57	43
	6,24	7,20	13,44	57	43
	6,44	7,04	13,48	58	42
Среднее	6,28	7,09	13,37	58	42
Мамыр	6,56	7,76	14,32	56	44
	5,60	8,08	13,68	51	49
Среднее	6,08	7,92	14,00	54	46
Майгас	5,80	8,40	14,20	51	49
	6,40	8,06	14,46	54	46
Среднее	6,10	8,23	14,33	53	47
Улькен-Каракуус	6,00	7,60	13,60	54	46
	5,60	8,00	13,60	51	49
	6,00	7,80	13,80	54	46
Среднее	5,80	7,90	13,70	53	47
Бектау-Ата	6,00	7,52	13,52	55	45
	6,00	7,20	13,20	56	44
Среднее	6,00	7,36	13,36	55	45
Среднее по группе	6,11	7,76	13,87	54	46
Дополнительные интрузивы (Кызылрай)					
Вкрапленники	5,60	8,02	13,62	51	49

тавов калиевых полевых шпатов двуполевошпатовых гранитов акчатауского и калдырминского комплексов. Присутствие в породе голько одного полевого шпата позволяет относить эти породы к типу высокотемпературных "сухих" гранитов гиперсолъвус. Температура кристаллизации пород, по диаграмме Барга, при данном составе кали-натрового полевого шпата определяется в 880°. Близкий состав кали-натрового полевого шпата был получен в экспериментах Тагла и Боуэна (Tuttle, Bowen, 1958) при температурах 910° и давлении $P_{H_2O} = 500$ бар. При давлении $P_{H_2O} = 2000$ бар и температуре 778° был получен кали-натровый полевой шпат, содержащий 57% Ab. Таким образом, в зависимости от давления воды температура кристаллизации кали-натрового полевого шпата с составом Ab₅₄₋₅₇ может колебаться от 778 до 910. Предполагая, что глубина остывания аляскитовых интрузивов не превышала 1 км от поверхности, а в отдельных случаях была меньше, что следует из геологических данных, предпочтительнее принять температуры кристаллизации кали-натрового шпата в аляскитах, полученные в условиях эксперимента при давлении $P_{H_2O} = 0,5$ кбар, и считать их близкими к 900°.

Таблица 9

Содержание кристаллов (в %) разных генераций в гранитах главных интрузивных фаз калдырминского (1) и акчатауского (2) комплексов

Массив	I	II	III	IV
Бегазы (1)	13	33	40	14
Бектау-Ага, лейкократовые граниты (2)	24	32	30	14
Кызылрай, аляскитовые граниты (2)	30	61	7	2

Подтверждением более высоких температур кристаллизации аляскитов, чем таковые у лейкократовых гранитов акчатауского комплекса, являются особенности химизма биотитов. Отметим, что составы биотитов из аляскитов располагаются в поле высокотемпературных щелочных чарнокитовых гранитов, тогда как составы биотитов из гранитов калдырминского комплекса и лейкократовых гранитов акчатауского комплекса размещены в поле низкотемпературных двуслюдяных гранитов пониженной щелочности на диаграмме щелочность — глиноземистость биотитов (Маракушев, Тарарин, 1965).

Изучение размеров кристаллов плагиоклазов, кварца и кали-натрового полевого шпата в гранитах главной интрузивной фазы калдырминского и акчатауского интрузивных комплексов показало, что в них выделяются четыре группы зерен, которые условно можно назвать "генерациями". К I генерации относятся порфиroidные выделения размером более 3 мм; кристаллы II и III генераций размером 1-3 мм и слагают основной объем породы, а кристаллы четвертой генерации, имеющие размер менее 1 мм, представляют мелкозернистую часть крупнозернистых гранитов главной интрузивной фазы. В биотитовых гранитах калдырминского и лейкократовых гранитах акчатауского комплексов интервал размеров кристаллов сильно растянут (0,2-9 мм), причем на мелкие и средние зерна III и IV генераций приходится до 50% всего объема зерен (табл. 9). В аляскитовых однополевошпатовых гранитах акчатауского комплекса интервал размеров зерен значительно сужен (0,5-5 мм) и средние и мелкие кристаллы составляют только 9% объема пород и представлены одним кварцем.

Таким образом, большая часть объема породы (91%) сложена порфиroidными и крупными кристаллами. Так как кристаллы порфиroidных выделений не более 5 мм, то породы имеют равномернозернистое строение. Если принять интервал размера кристаллов как критерий относительной длительности кристаллизации гранитного расплава, то из вышеизложенного следует, что двуполевошпатовые граниты главных интрузивных фаз калдырминского и акчатауского комплексов кристаллизовались в несколько этапов, временной интервал их растянут и в то же время близок между собой, тогда как временной интервал кристаллизации аляскитовых гранитов сильно сужен, а близость размеров кристаллов, слагающих эти граниты, предполагает близкоодновременное их зарождение. Если принять линейные размеры кристаллов в 3 мм за условную единицу скорости кристаллизации пород, то отношение скорости кристаллизации аляскитовых гранитов к скорости кристаллизации двуполевошпатовых гранитов составит 1:2, т.е. аляскиты кристаллизуются в два раза быстрее, чем двуполевошпатовые граниты. Большая скорость кристаллизации аляскитов может быть объяснена предположением о кристаллизации их в относительно "сухих" условиях при большей вязкости расплава. Подтверждением этому являются данные Н.И. Хитарова и др. (1969), полученные при плавлении природных гранитов, где была установлена линейная зависимость размеров кристаллов от скорости охлаждения и температуры закалки расплава.

Гранитные интрузивы Казахстана охарактеризованы большим количеством силикатных анализов пород. Большая часть их приведена в рукописных материалах, а часть опубликована. Авторы располагали 1200 силикатными анализами проб, собранных по литературным данным. При анализе имеющегося материала было установлено, что аналитические данные, полученные из различных лабораторий, плохо сбиваются. Расхождения в концентрациях отдельных окислов даже для одного интрузива достигают 4% для кремнезема, 3% — для глинозема, 1,5–2% для щелочей. Анализы, опубликованные в материалах 1950–1960 гг., отличаются сильно заниженной суммой щелочей (ниже 7%). Авторы специально проанализировали 120 проб гранитов, относящихся к калдырминскому и акчатаускому комплексам, на содержание щелочей. При этом было установлено, что сумма щелочей составляет не менее 8–8,5% при постоянном превышении K_2O над Na_2O . Петрографическое изучение проб гранитов с повышенными содержаниями щелочей ($K_2O > 5\%$, $Na_2O > 4\%$), а также проб с превышением Na_2O над K_2O показало, что эти граниты относятся к измененным разновидностям, где проявлены процессы калишпатизации и альбитизации. В связи с вышесказанным авторы при обработке силикатных анализов провели их отбраковку по следующему принципу: не принимались во внимание анализы, где сумма окислов превышала 101% или была менее 99%, содержание SiO_2 было выше 78%, а сумма щелочей была ниже 7,5%, содержание Na_2O превышало 4% и было выше содержания K_2O , а концентрации K_2O — выше 5%. На основании выверенных данных были рассчитаны средние химические составы гранитов калдырминского и акчатауского комплексов с выделением в акчатауском двух групп гранитов — однополевошпатовых и двухполевошпатовых. В пределах каждого комплекса были вычислены средние составы гранитных интрузивов, расположенных в различных структурно-формационных зонах: Токрауской впадине, Успенской зоне смятия, зоне каледонской стабилизации (западное обрамление Токрауской впадины) и зоне сочленения с Чингиз-Тарбагатайским антиклинорием. При вычислении средних составов по комплексу в расчет принимались только данные по гранитам главных интрузивных фаз; составы дополнительных интрузивов и жильных гранитов, отражающие состав дифференциатов в объеме камеры, не включались. Средний состав интрузивного комплекса рассчитывался как среднее арифметическое по отдельным интрузивам, а не по общей сумме анализов. Это связано с тем обстоятельством, что разные интрузивы охарактеризованы различным количеством анализов, и включение большого количества анализов с определенной спецификой состава отразилось бы на среднем составе комплекса. При вычислении коэффициентов не рассчитывалась общая железистость

$$\left(f = \frac{Fe^{2+} + Fe^{3+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg} \right), \text{ так как в ряде анализов отсутствуют данные по содержанию окиси магния, а в тех анализах, где коэффициент был определен, имеют место неоправданно высокие колебания концентраций. Это может быть связано с ошибками при проведении анализа.}$$

Состав гранитов калдырминского комплекса близок к таковому нормальных гранитов СССР (Беус, Ситни, 1965); отличие состоит лишь в несколько большем содержании кремнезема (1,18%) и щелочей (0,45%) и меньшем содержании глинозема (1%, табл. 10). Граниты относятся к ряду нормальных пород с коэффициентом алгаитности 0,81, сумма щелочей составляет 8,13% при отношении $K_2O:Na_2O = 1,25$ и при общем содержании железа (FeO^*), равном 3,48%. Нормативный состав гранитов следующий: кварца 46,5%, альбита — 29,5, ортоклаза — 24%. Сопоставление средних составов интрузивов, расположенных в различных структурно-формационных зонах, свидетельствует о близости составов по всем ведущим окислам (табл. 11). Колебания в содержаниях кремнезема и общего железа не превышают 1%, окиси кальция 0,9%; сумма щелочей близка к 8%. Граниты Токрауской впадины в целом отличаются от гранитов обрамления несколько большим содержанием глинозема и мень-

Таблица 10

Химические составы гранитов

Окислы	1	2	3	4
SiO ₂	72,00	73,18	75,23	75,87
TiO ₂	0,27	0,25	0,17	0,19
Al ₂ O ₃	14,30	13,37	12,87	12,39
Fe ₂ O ₃	1,00	1,03	0,95	0,98
FeO	1,50	1,37	0,92	0,79
MnO	0,05	0,05	0,04	0,06
MgO	0,66	0,61	0,37	0,15
CaO	1,45	1,46	0,84	0,55
Na ₂ O	3,16	3,61	3,60	4,12
Ka ₂ O	4,70	4,52	4,63	4,83
K ₂ O + Na ₂ O	7,68	8,13	8,23	8,95
K ₂ O/Na ₂ O	1,48	1,25	1,28	1,17
K _a	0,71	0,81	0,84	0,96
FeO'	0,55	3,48	2,86	2,81

1 - нормальные граниты СССР (Беус, Ситнин, 1965); 2 - биотитовые граниты калдырминского комплекса; 3 - лейкократовые и 4 - аляскитовые граниты акчатауского комплекса.

$K_a = \frac{K+Na}{Al}$ (в атомных количествах); $FeO' = 2Fe_2O_3 + FeO - MnO$.

шим - общего железа и кальция при близком содержании щелочей, однако различия эти небольшие. Сходство химических составов интрузивов этого комплекса говорит о том, что у исходных выплавов близость состава была на больших площадях и в пределах структурно-формационных зон. При рассмотрении отдельных интрузивов в объеме всего комплекса обращает на себя внимание колебание состава от щелочно-земельного гранита до нормального, что связано с различной степенью их гибридности. Колебания главных окислов составляют (в %): кремнезема - 71,5-75, окиси титана - 0,43-0,16, глинозема - 14-12,6, закиси железа - 1,95-9,9, окиси железа - 3,2-0,3, окиси магния - 1,34-0,27, окиси кальция - 3,08-0,96 и окиси калия - 4,81-4,0. Наиболее лейкократовыми в составе комплекса являются интрузивы Курпетай, Бельтерек, Ортау, Бохты, Карагайлы, Кент, где содержание кремнезема достигает 74%, а наиболее меланократовыми - интрузивы Калдырма, Аршалы, Бесоба, Коктенколь, Бегазы (см. табл. 11). Такие колебания в составе отмечаются и в пределах отдельных интрузивов. Так, по данным силикатных анализов в интрузиве Восточный Коунрад выделяются две группы анализов; одна группа с содержанием (в %): кремнезема - 71,5, глинозема - 14,4, окиси калия - 1,5 и общего железа - 4 и вторая группа с содержанием (в %): кремнезема - 75, глинозема - 13,2, окиси кальция - 0,96 и общего железа - 2,66. Сумма щелочей в обеих группах близка (8,3%). Подобные различия в составе гранитов интрузивной фазы при малом эрозионном вскрытии плутона могут быть обусловлены только проявлением гибридности в краевых и апикаль-

Таблица 11

Химические составы биотитовых гранитов (в %) интрузивов различных структурно-формационных зон кадырминского комплекса

Окислы	Успенская зона смятия						Зона позднекаледонской стабилизации					
	1	2	Среднее	3	4	Среднее	5	6	7	8	9	Среднее
SiO ₂	72,10	74,17	73,13	73,74	73,30	73,72	73,85	71,76	72,83	73,09	72,89	72,88
TiO ₂	0,29	0,20	0,25	0,26	0,30	0,28	0,26	0,25	0,43	0,23	0,16	0,26
Al ₂ O ₃	13,51	12,76	13,14	13,22	13,08	13,15	12,88	14,25	13,44	13,04	13,20	13,36
Fe ₂ O ₃	1,54	1,23	1,38	1,95	0,83	1,39	0,88	1,10	0,94	1,88	0,19	0,98
FeO	1,18	0,76	0,97	0,68	1,65	1,16	1,83	1,01	1,56	0,33	3,21	1,58
MnO	0,06	0,02	0,04	0,04	0,07	0,05	0,06	0,05	0,04	0,07	0,05	0,05
MgO	0,92	0,64	0,78	1,29	0,41	0,85	0,34	0,72	0,36	0,62	0,32	0,47
CaO	1,17	1,08	1,12	3,08	1,02	2,05	1,06	1,85	2,34	1,31	0,96	1,50
Na ₂ O	3,55	3,66	3,62	3,62	3,41	3,52	3,58	3,81	3,45	3,71	3,82	3,67
K ₂ O	4,36	4,59	4,48	4,37	4,44	4,40	4,87	4,24	4,45	4,53	4,81	4,58
K ₂ O+Na ₂ O	7,91	8,25	8,08	7,99	7,84	7,92	8,45	8,05	7,87	8,24	8,63	8,25
K ₂ O/Na ₂ O	1,22	1,25	1,24	1,21	1,29	1,25	1,36	1,12	1,28	1,22	1,26	1,24
K _a	0,82	0,86	0,84	0,83	0,80	0,80	0,85	0,76	0,78	0,84	0,87	0,82
FeO	4,32	3,24	3,77	4,64	3,38	3,99	3,48		3,48	4,11	3,67	3,58

1-15 - интрузивы: 1 - Калдырма, 2 - Курпетай, 3 - Бохты, 4 - Карагайлы, 5 - Оргау, 6 - Коктенколь, 7 - Жаман-Карабас, 8 - Бесоба, 9 - Шалтас, 10-12 - Восточный Коунрад, 13 - Кент, 14 - Бегазы, 15 - Бельгерек.

Таблица 11 (окончание)

Окислы	Токрауский синклиорий							Среднее по комплексу
	10	11	12	13	14	15	Среднее	
SiO ₂	71,55	75,05	73,30	73,85	72,12	74,53	73,24	73,18
TiO ₂	0,35	0,23	0,29	0,20	0,17	0,22	0,20	0,25
Al ₂ O ₃	14,44	13,23	13,83	13,78	13,08	13,75	13,72	13,37
Fe ₂ O ₃	1,31	0,81	1,06	0,72	Не обн.	0,54	0,71	1,03
FeO	1,32	0,99	1,15	0,68	1,88	0,69	1,22	1,37
MnO	0,02	0,04	0,02	0,08	0,07	0,06	0,06	0,05
MgO	0,73	0,25	0,48	0,27	1,34	Следы	0,87	0,61
CaO	1,53	0,96	1,25	1,00	1,99	0,58	1,26	1,46
Na ₂ O	3,64	3,74	3,69	3,48	3,78	4,39	3,60	3,61
K ₂ O	4,70	4,52	4,61	4,52	4,65	4,63	4,44	4,52
K ₂ O+Na ₂ O	8,34	8,26	8,30	8,00	8,28	9,02	8,04	8,13
K ₂ O/Na ₂ O	1,29	1,21	1,24	1,30	1,23	1,05	1,23	1,25
K _a	0,76	0,84	0,81	0,77	0,93	0,89	0,88	0,79
FeO	4,01	2,66	3,33	2,17	1,95	1,83	2,70	3,48

Таблица 12

Химические составы лейкократовых гранитов (в %) интрузивов различных

Окислы	Успенская зона смятия				Зона каледонской	
	1	2	3	Среднее	4	5
SiO ₂	74,25	75,13	76,65	75,34	75,67	74,48
TiO ₂	0,13	0,13	0,16	0,14	0,13	0,17
Al ₂ O ₃	13,35	14,08	12,35	13,26	13,06	12,88
Fe ₂ O ₃	1,48	0,58	0,68	0,91	0,98	1,38
FeO	0,51	0,53	1,03	0,73	0,48	0,41
MnO	0,05	-	0,03	0,03	0,04	0,09
MgO	0,67	0,30	0,12	0,36	0,09	0,36
CaO	1,80	1,08	0,61	1,16	0,45	0,96
Na ₂ O	4,62	3,45	3,57	3,54	3,57	3,70
K ₂ O	3,70	4,57	4,71	4,64	4,37	4,08
K ₂ O+Na ₂ O	8,32	8,02	8,28	8,18	7,94	7,78
K ₂ O/Na ₂ O	0,80	1,32	1,31	1,31	1,22	1,10
K _a	0,86	0,75	0,89	0,81	0,82	0,80
FeO'	3,52	1,69	2,42	2,58	2,48	3,26

1-10 - интрузивы: 1 - Когур-Кызылтау, 2 - Белькойгас, 3 - Каркаралинск, 4 - Куу, 5 - Сарытау-Кызылтау, 6 - Ортау, 7 - Акчатау, 8 - Бектау-Ата, 9 - Узунбулак, 10 - Бегазы.

ных фациях плутона при резком разделении лейкократовых и меланократовых фаций пород. Видимо, наиболее лейкократовые составы интрузивов отвечают ближе всего составу исходных выплавов в зонах плавления, а рассчитанный средний состав комплекса определяет меру гибридности, который приобретали расплавы по мере продвижения в камеру остывания.

Лейкократовые граниты акчатауского комплекса отличаются от нормальных гранитов СССР большим содержанием кремнезема (3,23%), суммой щелочей (0,55%), меньшим количеством глинозема (1,43%), окиси кальция (0,61%) и общего железа (0,69%; см. табл. 10). Граниты относятся к ряду пород, слабо пересыщенных глиноземом, с коэффициентом алгаитности 0,84 и суммой щелочей, равной 8,2% при отношении K₂O:Na₂O, равном 1,28, и общим железом 2,86%. Нормативный состав пород следующий (в %): кварца - 47,5, альбита - 28,5, ортоклаза - 24.

Сопоставление средних составов интрузивов, расположенных в различных структурно-формационных зонах, показывает близость этих составов (табл. 12, 13). Незначительные колебания установлены для глинозема, кальция, магния и суммы щелочей, но они невелики и не превышают 0,5%. Интрузивы Успенской зоны смятия характеризуются несколько большими содержаниями глинозема и кальция, граниты Токрауской впадины - большей суммой щелочей, магния и общей железистостью. Состав гранитов обрамления близок к рассчитанному среднему составу комплекса и отличается лишь меньшей суммой щелочей. В целом лейкократовые граниты акчатауского комплекса характеризуются более однородным составом по сравнению с составом гранитов калдырминского ком-

структурно-формационных зон Акчатауского комплекса

стабилизации		Токрауская впадина					Среднее по комплексу
6	Среднее	7	8	9	10	Среднее	
75,95	75,36	74,68	74,53	75,39	75,62	75,05	75,23
0,20	0,17	0,24	0,41	0,21	0,15	0,20	0,17
12,32	12,75	12,94	12,89	12,25	12,62	12,67	12,87
0,63	1,00	0,93	1,24	0,49	1,14	0,95	0,95
1,06	0,65	1,19	0,62	2,25	1,16	1,30	0,92
0,02	0,05	0,04	0,06	0,04	0,05	0,05	0,04
0,30	0,24	0,20	0,41	0,31	0,95	0,46	0,37
0,74	0,72	0,85	0,95	0,52	0,44	0,69	0,84
3,65	3,64	3,50	3,78	3,60	4,30	3,62	3,60
4,91	4,45	4,73	4,74	4,93	4,71	4,80	4,63
8,56	8,09	8,23	8,52	8,53	9,01	8,42	8,23
1,34	1,22	1,35	1,24	1,36	1,09	1,32	1,28
0,92	0,84	0,83	0,87	0,92	0,95	0,88	0,89
2,34	2,70	3,09	3,16	3,27	3,49	3,25	2,86

плекса. Пределы колебаний содержаний отдельных окислов сокращены и составляют (в %): кремнезема - 1, глинозема - 0,7, общего железа - 1, окиси кальция - 1,3, окиси магния - 0,9 и суммы щелочей - 0,7. Наиболее меланократовыми в составе комплекса являются интрузивы Когур-Кызылтау, Сарытау - Кызылтау, Акчатау, наиболее лейкократовым - интрузив Каркаралинск. Существенных колебаний в составе различных фаций пород, отмечаемых для гранитов калдырминского комплекса, не наблюдается.

Аляскитовые граниты акчатауского комплекса характеризуются еще более лейкократовым составом, чем граниты калдырминского и лейкократовые граниты акчатауского комплексов. От нормальных гранитов СССР они отличаются большим содержанием кремнезема (на 3,87%) и щелочей (на 1,27%) и меньшим содержанием глинозема (на 2%), общего железа (на 0,74%), окиси магния (на 0,5%), окиси кальция (на 0,9%; см. табл. 10). Граниты относятся к ряду пород, слабо пересыщенных щелочами, с коэффициентом алгаитности 0,96 при отношении K₂O:Na₂O, равном 1,7, и при общем содержании железа 2,81. Нормативный состав пород следующий (в %): кварца - 44,5, альбита - 31,5, ортоклаза - 24. В целом аляскиты характеризуются устойчивым химическим составом с небольшими колебаниями (в %): кремнезема и глинозема - 1, общего железа - 0,4, окиси кальция - 0,4, окиси магния - 0,3. Отношение K₂O:Na₂O составляет 1,11-1,22. Отметим, что для гранитов интрузива Кызылрай характерно более высокое содержание глинозема, а для интрузивов Кент и Улькен-Каракуус - калия.

Таблица 13

Химические составы аляскиговых гранитов акчатауского комплекса

Окислы	1	2	3	4	5	Среднее
SiO ₂	75,74	75,71	75,50	75,81	76,61	75,87
TiO ₂	0,21	0,22	0,21	0,13	0,20	0,19
Al ₂ O ₃	12,70	11,87	12,95	12,43	12,03	12,39
Fe ₂ O ₃	0,92	1,25	0,60	0,99	1,13	0,98
FeO	0,87	0,56	1,53	0,65	0,35	0,79
MnO	0,05	0,05	0,07	0,02	0,12	0,06
MgO	-	0,31	0,18	0,06	0,21	0,06
CaO	0,80	0,46	0,54	0,55	0,40	0,55
Na ₂ O	4,12	4,14	4,18	4,08	4,07	4,12
K ₂ O	4,85	4,72	4,67	4,93	5,00	4,83
K ₂ O+N ₂ O	8,97	8,86	8,85	9,01	9,07	8,95
K ₂ O/Na ₂ O	1,17	1,14	1,11	1,20	1,22	1,17
K _a	0,94	1,00	0,93	0,96	1,00	0,96
FeO	2,76	3,11	2,80	2,65	2,73	2,81

1-5 - интрузивы: 1 - Мамыр, 2 - Майгас, 3 - Кызылрай, 4 - Улькен-Каракус, 5 - Кент.

Исходя из изложенного нами, необходимо подчеркнуть следующее. Установлено, что нет зависимости состава пород от их положения в различных структурах в пределах одного комплекса, что может быть обусловлено близкими условиями выплавления (P, T) первичных расплавов на больших площадях в отрезках времени, соответствующих формированию разновозрастных комплексов. Составы выплавок разновозрастных комплексов были близки между собой, что доказывает близость химических и нормативных составов пород. Составы наиболее лейкократовых интрузивов калдырминского комплекса близки к составам гранитов акчатауского комплекса и по отдельным окислам перекрываются: кремнезем, глинозем, щелочи. Более меланократовый состав гранитов калдырминского комплекса мы связываем с процессами гибридности на путях движения расплавов в камеры остывания. Нормативные составы пород различных комплексов, рассчитанные для лейкократовых, ложатся кучно и попадают на изобару 0,5 кбар, что соответствует условиям выплавления гранитных минимумов при невысоком содержании воды (3-5%).

Изменения в составе пород при переходе от более древних к более молодым интрузивным комплексам заключаются в смене нормального ряда рядом, слабо пересыщенным глиноземом и затем слабо пересыщенным щелочами. Эволюционное изменение носит гомодромный характер и происходит на фоне увеличения содержания кремнезема и щелочей (за счет увеличения как калия, так и натрия), при преобладающем росте натрия, сокращения глинозема, общего железа, кальция и магния. С переходом к более молодым комплексам сокращаются колебания в составе пород, что свидетельствует об ослаблении явлений контаминации со временем.

Геохимические особенности пород

Геохимические особенности гранитов изучались по результатам спектральных анализов проб, собранных на площадях выходов конкретных интрузивов. Опробование проводилось по гранитам интрузивных фаз, дополнительным интрузивам и жильным гранитам, количество проб по гранитам каждой фазы равнялось 30. Средние концентрации элементов для интрузивного комплекса рассчитывались как среднее арифметическое по отдельным интрузивам, входящим в данный комплекс, причем в расчет принимались только данные для гранитов главных интрузивных фаз. Все определения выполнены в спектральной лаборатории Центрально-Казахстанского управления в течение 1971-1974 гг. Граниты калдырминского комплекса представлены интрузивами Восточный Коуирад, Бельтерек, Бегазы, Кент, Каркаралинск; лейкократовые граниты акчатауского комплекса - интрузивами Бектау-Ата, Бегазы, Каркаралинск; аляскитовые граниты - интрузивами Кызылрай, Кент, Майтас, Мамыр, Улькен-Каракуус. В целом региональная геохимическая специализация для гранитов акчатауского и калдырминского комплексов устанавливается для Mo, Nb, Cu, Rb, Cr, Sc, содержания которых выше кларка для всех гранитов, содержания La, Zr, V, Zп, Co, Sr, Ba ниже кларковых. Концентрации Be, Y, Yb, Co, Ni близки к кларку или ниже его.

Разновозрастные граниты четко различаются геохимическими особенностями (табл. 14). Биотитовые граниты калдырминского комплекса четко отличаются от гранитов акчатауского комплекса высокими концентрациями Sr и Ba (различия в 7 раз) и V (различия в 3-8 раз). Лейкократовые граниты акчатауского комплекса характеризуются наиболее высокими концентрациями Be, Sn, Mo, Nb, V, Yb, La, а также Pb, Zп, Co и самыми низкими содержаниями Zr, Cu, Cr, Sr. Для аляскитовых гранитов типичны наиболее низкие содержания Ba, V,

Таблица 14

Среднее содержание (в г/т) элементов в верхнепалеозойских гранитах Токрауского синклинория

Элементы	Кларк - по А.П. Виноградо- ву, 1962	1*	2	3
Be	5,5	2,55	6,33	3,37
Sn	3,0	2,86	4,55	3,40
Mo	1,0	2,81	2,90	2,17
Nb	20,0	15,00	42,50	29,40
Y	34,0	19,40	26,5	28,10
Yb	4,0	2,03	2,55	2,94
La	60,0	46,40	52,00	30,80
Zr	200,0	172,0	131,0	166,0
Pb	20,0	25,3	34,2	25,1
Cu	20,0	24,4	13,6	25,5
Zп	60,0	31,5	72,0	41,8
Co	5,0	2,1	2,05	0,92
Ni	8,0	6,22	6,50	7,1
Cr	2,5	65,2	6,50	6,66
V	40,0	26,6	12,1	4,86
Sc	3,0	5,7	4,9	1,8
Sr	300,0	173,0	61,0	48,0
Ba	830,0	633,0	67,0	43,4

Формации: 1 - биотитовых гранитов; 2 - лейкократовых гранитов; 3 - аляски-
товых гранитов.

Co, La, Yb и относительно высокие Zr. Содержания Sn, Be, Mo, Nb, Sr — средние между содержаниями гранитов калдырминского и содержаниями лейкократовых гранитов акчатауского комплекса, причем по концентрациям Y, Yb, Pb, Cu, Zn, Cr они близки к биотитовым гранитам, а по концентрациям V, Cr, Ba — к лейкократовым гранитам. В пределах одной возрастной группы (комплекса) интрузивы также различаются по концентрациям отдельных элементов, причем эти различия между интрузивами находятся на уровне различий в концентрации элементов между разновозрастными комплексами. Это делает почти невозможной корреляцию отдельных интрузивов. Устанавливается довольно четко, что различие в содержании отдельных элементов в интрузивах калдырминского комплекса происходит за счет неодинакового содержания элементов группы железа, Sr, Ba, т.е. за счет тех элементов, происхождение которых в расплавах мы связываем с явлениями гибризма. Так, интрузивы, расположенные в центральной части Токрауского синклинория (Бегазы), характеризуются пониженными концентрациями Sr, Ba, V, а расположенные на поднятиях (Восточный Коунрад и Кент) — повышенными концентрациями этих элементов. Отметим, что в содержании Be, Sn интрузивы этого комплекса не несут различий. Различия интрузивов лейкократовых и аляскитовых гранитов устанавливаются в основном по элементам редкометальной группы, редким землям и реже — по другим элементам, что может быть связано с влиянием разной величины эрозионного среза интрузивов, где проявилась вертикальная зональность в распределении летучих и нелетучих элементов. В группе лейкократовых гранитов интрузив Бектау-Ата отличается от интрузивов Бегазы и Каркаралинского относительно высокими концентрациями Be, Nb, La, Zr, V, Sr, Ba, в Каркаралинском интрузиве установлены высокие концентрации Y, Yb, Cu, Co, тогда как в интрузиве Бегазы содержания Y, Yb, Zr, Co понижены. В аляскитовых гранитах также намечаются различия. Так, для интрузивов Кент и Улькен-Каракуус характерно

Таблица 15

Содержание элементов (в г/т) в некоторых возрастных рядах интрузивов

Элементы	Кларк	Калдырминский					
		Бельтерек			Восточный		
		1	2	3	1	2	3
Be	5,5	2,7	2,44	3,0	2,0	2,2	
Sn	3,0	2,7	2,7	1,83	1,7	0,7	
Mo	1,0	1,7	3,3	4,0	3,0	2,0	
Nb	20,0	18,0	17,0	19,0	20,5	20,0	
Y	34,0	24,0	18,0	11,0	12,5	8,6	
Yb	4,0	2,57	2,0	1,8	1,3	1,04	
La	60,0	46,0	45,0	51,0	41,5	38,0	
Zr	200,0	160,0	130,0	86,0	145,0	90,0	
Pb	20,0	25,3	24,8	29,0	24,0	30,0	
Cu	20,0	15,6	30,0	22,3	34,5	35,0	
Zn	60,0	36,0	4,2	-	25,5	27,0	
Ni	8,0	7,7	9,0	7,0	5,0	6,5	
Cr	2,5	10,5	10,0	9,2	3,2	4,0	
V	40,0	34,0	40,0	9,0	25,0	10,0	
Sc	3,0	6,0	5,8	6,3	Нет данных		
Sr	300,0	157,0	200,0	60,0	425,0	280,0	
Ba	830,0	500,0	370,0	110,0	920,0	530,0	

0 — в дайках начальной фазы внедрения; 1 — в гранитах главной интрузивной фазы; 2 — в гранитах дополнительных интрузивов; 3 — в жильных гранитах.

высокое содержание Be, Nb, Y, Yb и низкое Cu. В расположенном южнее интрузиве Мамыр содержания этих же элементов ниже в 1,5 — 2 раза, а Mo и Cu выше. Интрузив Кызылрай отличается пониженными содержаниями Nb, Y, Yb, Sn, Cu и элементов группы железа.

Процессы внутрикамерной дифференциации, протекающие в камерах остывания интрузивов, рассматриваются нами на примерах изменения концентрации в породах возрастных рядов интрузивов (табл. 15). Общая направленность процессов внутрикамерной дифференциации сводится к постепенному накоплению в поздних дифференциатах Be, Nb, Sc и уменьшению Sn, Y, Zr, Cu, Zn, V, Co, Ni, Ba, Sr. Поведение Pb, Cr, La, Yb прогнорировано. Так, в гранитах калдырминского комплекса в возрастном ряду увеличиваются содержания Be (Sn, Nb, Pb), особенно в жильных гранитах, и уменьшаются Y, Yb, La, Zr, Co, V, Sr, Ba. В дополнительных интрузивах мы отмечаем иногда накопление Cu, Ni, V, тогда как жильные граниты характеризуются низкими концентрациями этих элементов. Коэффициенты концентрации в гранитах этого комплекса невелики и не превышают 1,1—1,5.

В возрастном ряду лейкократовых гранитов акчатауского комплекса отчетливо накапливаются Be в 1,7 раза, Pb — в 1,25 раза с максимумом концентраций в жильных гранитах и убывают Sn, Y, Zr, Y, Co — в 0,5 — 0,7 раза. В дополнительных интрузивах накапливаются Nb, Y, Cu, Zn. Коэффициенты концентрации выше, чем в гранитах калдырминского комплекса.

В аляскитовых гранитах отмечается две тенденции. В интрузивах Кызылрай, Улькен-Каракуус, Майгас наблюдается обычная для гранитных интрузивов дифференциация с накоплением Be, Sn, La, Pb, Sc, Cr и падением Sn, Y, Cu, Zn, Ni. В интрузиве Кент накопление редкометальных элементов не проявлено; напротив, в жильных гранитах накапливаются Zn, Ni, Cr; без изменений остаются содержания Be, Y и убывают Sn, Nb, Y, La, Zr, Pb, Cu, Sc.

разновозрастных комплексов

Коунрад	Акчатауский-лейкократовые					Акчатауский-аляскитовые		
	Бектау-Ата					Кент (юго-запад)		
	3	0	1	2	3	1	2	3
2,7	3,5	7,9	11,5	13,7	4,8	4,0	4,6	
-	4,7	4,5	4,0	2,77	4,1	3,9	3,2	
3,0	3,5	2,4	2,7	1,53	2,6	2,4	2,2	
18,7	67,0	43,0	45,0	37,3	38,3	34,6	32,0	
5,8	32,0	32,0	25,4	21,8	34,0	27,9	23,0	
0,85	4,3	3,0	2,7	3,0	3,3	3,5	3,0	
40,0	54,0	59,0	52,0	57,0	35,7	30,4	27,0	
74,0	170,0	180,0	135,0	114,0	220,0	159,0	119,0	
24,2	22,8	35,7	28,0	41,7	18,0	16,0	10,9	
33,0	16,3	12,3	17,0	14,0	26,5	28,3	22,8	
-	55,0	40,0	50,0	30,0	21,7	19,1	37,0	
8,0	7,7	7,0	6,5	7,0	3,8	5,6	5,0	
5,0	7,6	7,0	8,0	7,7	0,3	0,8	1,0	
7,0	18,0	16,0	12,4	4,0	0,3	1,6	-	
	4,3	7,0	6,0	7,0	3,7	3,0	3,0	
80,0	-	82,0	60,0	-	38,0	96,0	-	
167,0	-	135,0	100,0	-	73,0	124,0	-	

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Граниты Токрауского синклиория и его обрамления представлены формациями нормальных биотитовых гранитов (калдырминский комплекс) с абсолютным возрастом 315 ± 10 млн. лет и формациями лейкократовых и аляскитовых гранитов (акчатауский комплекс) с абсолютным возрастом 290 млн. лет. Вопрос о принадлежности двух формаций – аляскитовых и лейкократовых гранитов к разновозрастному комплексу остается открытым; необходимым является уточнение возраста аляскитов методом рубидий–стронциевой изохроны и величины отношения K^{39}/Ar^{39} .

2. Развитие гранитного магматизма в герцинской области Токрауского синклиория и на его каледонском обрамлении несколько различны. В период формирования ранних гранитов калдырминского комплекса эти различия незначительны. Они выражаются в большей гибридации магмы гранитов обрамления, что может быть объяснено более высоким тепловым потоком, развитым в жестких структурах обрамления, более интенсивным дроблением вмещающих пород (наличие большого количества ксенолитов) и различием состава фундамента. В период формирования гранитов акчатауского комплекса эти различия становятся существенными – образуются две формационные группы гранитов: лейкократовые двуполевошпатовые граниты, развитые преимущественно на периферии и обрамлении Токрауского синклиория, и аляскитовые однополевошпатовые граниты, локализующиеся в осевой части Токрауского синклиория. Объединение их в единый акчатауский комплекс условно.

3. При сопоставлении лейкократовых и аляскитовых гранитов выявляются следующие различия:

а) пространственная разобщенность тех и других; аляскиты приурочены к центру Токрауского синклиория, их размещение контролируется линейной субмеридиональной зоной; лейкократовые граниты распространены в основном в зоне обрамления синклиория; б) аляскиты слагают преимущественно тела центрального гиша в кольцевых структурах, лейкократовые граниты образуют межформационные тела в различных структурах, связь их с кольцевыми системами редуцирована; в) аляскитовые граниты состоят из кварца и кали–натрового полевого шпата, лейкократовые граниты содержат до 20% плагиоклаза; г) содержание альбитового компонента в кали–натровых полевых шпатах аляскитов 50–60%, в лейкократовых гранитах 25–40%; д) составы биотитов из аляскитов расположены в поле щелочных высокотемпературных чарнокитовых гранитов, биотитов из лейкократовых гранитов в поле низкотемпературных двуслюдяных гранитов низкой щелочности; е) характерными постмагматическими процессами в аляскитах являются альбитизация и сопряженная с ней рибекитизация, а в лейкократовых гранитах – калишпатизация и мусковитизация; ж) в отдельных интрузивах аляскитовых гранитов присутствуют крупные пегматиты с флюоритом при отсутствии слюды, что свидетельствует о высоком содержании в их расплавах галоидно–флюидной фазы. Лейкократовые граниты сопровождаются интенсивно развитым грейзеновым процессом с высоким содержанием мусковита.

Из приведенного сопоставления следует, что аляскитовые граниты кристаллизуются из высокотемпературных маловодных магм высокой щелочности при участии галоидной фазы, лейкократовые граниты – из более низкотемпературных магм в условиях большего давления воды и при относительно низкой щелочности. Указанные различия позволяют рассматривать их как независимые самостоятельные группы (формации), различающиеся, возможно, также глубиной плавления исходного субстрата. Можно предполагать большую глубинность и "сухость" зон плавления аляскитовых гранитов по сравнению с лейкократовыми.

4. Выделенные комплексы представляют эволюционный ряд формаций, формирующихся на заключительных этапах орогенного развития региона. Интрузивный гранитный магматизм этого периода отличается гомодромным характером развития и характеризуется сменой во времени нормальной гранитной

магмы магмой существенно лейкократовой. Явления гибридности носят локальный характер и отчетливо проявлены лишь в интрузивах калдырминского комплекса, расположенных на обрамлении Токрауской впадины. Гибридность выражена в образовании меланократовых амфибол-биотитовых фаций, повышении основности плагиоклаза, появлении сфена, увеличении количества биотита, удревнении абсолютного возраста пород. При петрохимической характеристике это выражается в увеличении в составе пород аноргитового компонента, магния, глинозема, суммы железа, а также в высоком содержании бария, стронция и циркония. В лейкократовых гранитах акчатауского комплекса явления гибридности выражены слабо, а в аляскитах практически отсутствуют.

5. В ходе формирования гранитных комплексов удрощается минеральный состав пород: биотитовые и биотит-амфиболовые граниты сменяются лейкократовыми гранитами и биминеральными аляскитами. Происходит смена парагенезисов с двумя темноцветными минералами (амфибол, биотит) парагенезисом с одним темноцветным минералом (биотит) и парагенезисом, не содержащим цветных (аляскиты). Сокращено и количество структурных групп минералов: от трех в гранитах калдырминского комплекса до двух и одной в лейкократовых и аляскитовых гранитах соответственно. Плагиоклаз андезин-олигоклазового ряда в гранитах калдырминского комплекса сменяется олигоклаз-альбитом в лейкократовых гранитах акчатауского комплекса и альбитом в аляскитах. Эти данные свидетельствуют о различии температур кристаллизации расплавов разновозрастных формаций и сокращении температурных интервалов кристаллизации интрузивов.

6. Температуры кристаллизации, оцененные по двуполевошпатовому термометру Барта, ориентировочно отвечают 800° для гранитов калдырминского комплекса, 780° - для лейкократовых гранитов, 880° - для аляскитов. Температурный интервал кристаллизации основных объемов расплавов сокращается с переходом от гранитов калдырминского комплекса к аляскитам акчатауского комплекса. Большая температура и большая длительность кристаллизации расплавов калдырминских гранитов обусловили высокую ассимиляционную способность их расплавов по сравнению с лейкократовыми гранитами акчатауского комплекса.

7. Судя по нормативному составу пород, выплавление гранитов происходило при небольшом давлении воды ($\approx 0,5$ кбар) и температурах порядка 740° . Однако повышенное содержание аноргитового компонента в гранитах калдырминского комплекса свидетельствует о более высокой температуре расплавов. Повышение температур могло быть обусловлено более высоким тепловым полем, что привело к перегретости магм и определило дополнительное вхождение в расплав кальция, магния, железа, глинозема, стронция, бария в зонах плавления и по пути продвижения расплавов в камеры остывания. Вода, содержание которой в расплаве не превышало 3-5%, расходовалась на образование гидроксилсодержащих минералов (амфибол, биотит) и переработку ксенолитов, в связи с чем накопление воды в остаточных расплавах было незначительным, что подтверждается незначительным развитием постмагматических процессов.

Расплавы лейкократовых гранитов акчатауского комплекса образовывались также в условиях невысокого содержания воды. Магмы не были перегретыми, и состав выплавов, очевидно, был близок к рассчитанному нормативному составу пород, отвечающих гранитному минимуму при $P_{H_2O} = 0,5$ кбар. Кристаллизация происходила в закрытой системе, вода накапливалась в остаточном расплаве, судя по частоте встречаемости пегматитовых тел, содержащих биотит и мусковит, и широкому развитию слюдяных грейзенов. Расплавы аляскитовых гранитов выплавлялись при крайне низком парциальном давлении воды. Летучим, облегчавшим плавление, возможно, был фтор, если судить по присутствию большого количества флюорита в пегматитах интрузива Кент. Температура кристаллизации была, видимо, около 900° . Кристаллизация гранитов гиперсолтвус, судя по размерам кристаллов и наличию одной структурной группы минералов, происходила быстро и при постоянно низком содержании воды, так как весь возрастной ряд интрузива представлен однополевошпатовыми гранитами.

О металлогении и о способности к рудообразованию рассматриваемых гранитных комплексов можно сказать следующее. Потенциально рудоносными по геохимическим данным являются граниты акчатауского комплекса формации лейкократовых гранитов. Для них не характерны процессы гибридизма, отчетливо развит процесс внутрикамерной дифференциации, граниты принадлежат к гранитам субсольвус, т.е. кристаллизуются в присутствии воды и условия закрытых камерах. По-видимому, эти условия являются оптимальными для процессов отделения рудных растворов. Граниты калдырминского комплекса содержат значительно меньше редкометалльных компонентов, но также относятся к гранитам субсольвус. Явления внутрикамерной дифференциации развиты в них намного слабее, чем в гранитах акчатауского комплекса, и с большинством интрузивов этого комплекса не устанавливается редкометалльного оруденения. Наименее перспективными, с нашей точки зрения, являются граниты аляскитовой формации, принадлежащие к линии гиперсольвус, т.е. кристаллизующиеся в "сухих" условиях. Сравнительно быстрая их кристаллизация со слабым развитием явлений внутрикамерной дифференциации приводит к вложению элементов в породообразующие минералы и ослабляет процесс остаточного концентрирования. Низкое содержание воды поддерживается на всем этапе кристаллизации интрузива, что приводит к слабому развитию постмагматического процесса и незначительному выщелачиванию рудного компонента из закристаллизованных пород. Развитие грейзенового процесса не сопровождается образованием слюд, так же как и процесс пегматитообразования. Как показывает практика, в связи с гранитами гиперсольвус не связано сколько-нибудь значимое оруденение.

РУБИДИЙ В ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТАХ ТОКРАУСКОЙ ВПАДИНЫ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

К настоящему времени накоплен и обобщен большой фактический материал по поведению редких щелочей в породах различного состава и особенно по гранитоидам. По Казахстану работ, посвященных рассмотрению поведения редких щелочей в гранитоидах, немного, в их числе исследования Р.Н. Соболева и др. (1966, 1971) по гранитным комплексам ордовика и девона, работы В.И. Серых (1971) по сопоставлению рудоносных и безрудных гранитоидов с данными по содержанию редких щелочей в породообразующих минералах, статьи В.С. Коптева-Дворникова и Е.В. Негрей (1956) по редким щелочам в гранитоидах Центрального Казахстана, Н.Л. Пламеневской (1965) о поведении рубидия в породах контактового ореола гранитных интрузивов и частные публикации по содержаниям редких щелочей в отдельных интрузивах. Гранитоиды Токрауской впадины, рассматриваемые в этой статье, вообще не охарактеризованы.

Кратко обобщая литературные данные по поведению рубидия в гранитоидах, можно сказать следующее.

Распределение рубидия в гранитах определяется близостью ионных радиусов рубидия ($r = 1,48 \text{ \AA}$) и калия ($r = 1,33 \text{ \AA}$), что позволяет иону рубидия замещать ион калия во всех породообразующих минералах. Из-за рассеивания в породообразующих минералах рубидий не образует самостоятельных минералов. Минералом-концентратором его является биотит, куда входит до 30–35% рубидия породы, а основным минералом-носителем – калиевый полевой шпат, на долю которого приходится до 50–60% рубидия породы. Рубидий менее прочно связан с отрицательно заряженными узлами решетки силикатов, чем калий, вследствие чего он накапливается в остаточных расплавах. Отношение калия к рубидию, определенное Л.Х. Аренсом (1959) для изверженных пород и равное 230, как выяснилось позднее, не остается постоянным (Taunbenesck, 1965; Taylor, 1965), но уменьшается в ходе прогрессивной дифференциации. Из-за низкой электроотрицательности рубидий образует прочные ионные связи с неметаллами (кислород и галогены), что обуславливает перераспределение рубидия в объеме расплава. В вертикальных разрезах гранитных интрузивов рубидий накапливается относительно калия в породах апикальных фаций. Региональной специализации на рубидий нет (Ставров, 1974), но при рассмотрении материалов по различным регионам становится очевидным, что при переходе от древних к молодым интрузивам концентрация рубидия увеличивается при незначительном изменении концентрации калия. Как правило, рудоносные гранитные комплексы содержат рубидия больше, чем нерудоносные. Согласно данным О.Д. Ставрова (1974) и Г.Б. Ферштатера (1969), гранитоиды различного генезиса содержат разные исходные концентрации рубидия: коровые гранитоиды – кларковые количества рубидия, тогда как в гранитоидах ряда дифференциации базальтовой магмы (габбро-гранитные комплексы) находится рубидия в десять раз меньше. Таким образом, причиной неодинаковых содержаний рубидия в гранитоидах, по данным этих авторов, является различный источник гранитного расплава.

Кларк рубидия для гранитов мира составляет 170 г/т (Жорстман, 1969) или 200 г/т (Виноградов, 1962).

В нашей статье рассматривается содержание и поведение Rb в процессах внутрикамерной дифференциации в биотитовых гранитах калдырминского интрузивного комплекса и в двух группах гранитов акчатауского комплекса: рудоносных лейкократовых и нерудоносных аляскитовых гранитах. Данные о строении и возрастном расчленении гранитов приведены в статье Е.В. Негрей и О.И. Яшухина настоящего сборника и здесь не рассматриваются.

Граниты калдырминского комплекса представлены интрузивами Бельтерек, Восточный Коунрад, Кент Восточный. Пробы по интрузиву Восточный Коунрад собраны в северо-западной части интрузива в удалении от района месторождения. Двуполевошпатовые лейкократовые граниты акчатауского комплекса рассмотрены на примерах интрузивов Бектау-Ата и Акчатау. Опробование по интрузиву Бектау-Ата проводилось в северной части интрузива в районе гор Сарыкульджа, Бектау-Ата. Пробы из гранитного интрузива Акчатау брались с минимальной степенью изменения. Однополевошпатовые аляскитовые граниты рассмотрены на примерах интрузивов Кент (юго-западная дуга), Майтас и Кызылрай. Опробование по интрузиву Майтас проведено в северной части интрузива, сбор проб в интрузиве Кызылрай проведен в районе гор Улькен-Кызылрай.

В пределах каждого интрузива пробы на анализ отбирались из гранитов главной фазы (фации эндоконтакта не опробовались), фазы дополнительных интрузивов и тел жильных гранитов. Число проанализированных проб из гранитов каждой фазы не было выше пяти. Сопоставление средних содержаний щелочей проводилось с использованием критерия Стьюдента и Фишера. Среднее содержание рубидия в гранитных комплексах рассчитывалось как среднее арифметическое по гранитам интрузивных фаз. Аналитическая часть выполнена в химической лаборатории ИМГРЭ в один прием в 1974 г. аналитиками З.В. Вихровой, Н.С. Бахметьевой и Н.В. Лобовкиной. Средняя относительная ошибка в определении щелочей для тысячных долей процента $\pm 30\%$, для сотых долей процента $\pm 15\%$, для десятых долей процента $\pm 5\%$, для единиц $\pm 3\%$.

Перейдем к рассмотрению конкретного материала.

Рубидий в биотитовых гранитах верхнекарбонového калдырминского комплекса. Среднее содержание рубидия в интрузивах ниже кларка и составляет 138 г/т при близких содержаниях его в отдельных интрузивах комплекса (138 г/т - Восточный Коунрад, 130 г/т - Кент Восточный, 154 г/т - Бельтерек) (табл. 1). Проверка средних содержаний рубидия показала равенство средних в интрузивах Кент Восточный и Восточный Коунрад и наличие более высоких содержаний рубидия в интрузиве Бельтерек. Отметим, что граниты интрузива Восточный Коунрад отличаются от двух других интрузивов высокой дисперсией рубидия, что может быть связано с гибридным, отчетливо проявленным в этом интрузиве. Величина отношения K:Rb высокая и составляет в интрузивах соответственно Кент Восточный - 294, Восточный Коунрад - 282, Бельтерек - 258. Среднее содержание рубидия в кали-натровых полевых шпатах из интрузивов низкое и составляет 265 г/т (табл. 2). В возрастных рядах интрузивов имеет место крайне незначительное увеличение содержания рубидия с переходом от гранитов главных интрузивных фаз к дополнительным интрузивам - от 150 до 170 г/т. Статистическая проверка равенства средних показала, что для интрузива Восточный Коунрад эти различия незначимы, для интрузива Кент Восточный накопление Rb - только в жильных гранитах. Резкое повышение концентраций рубидия в дополнительном интрузиве массива Бельтерек до 270 г/т связано с мусковитизацией. В связи с незначительным убыванием содержания калия и слабым нарастанием содержания рубидия в дополнительных интрузивах и жильных гранитах величина отношения K:Rb падает с переходом к поздним фазам (см. табл. 1) от 295-258 до 244-163, показывая накопление рубидия относительно калия в остаточных дифференциатах. Отметим, что отчетливой остаточной концентрации рубидия при процессах внутрикамерной дифференциации в гранитах этого комплекса почти не происходит, содержания рубидия нигде не превышают кларковые.

Среднее содержание рубидия в лейкократовых гранитах акчатауского рудоносного комплекса выше кларка и составляет 316 г/т с колебаниями

Таблица 1

Содержания K, Na, Rb, отношения K: Na, K: Rb в интрузивах и возрастных рядах биотитовых гранитов калдырминского комплекса

Граниты, интрузив, фаза	Na, %	K, %	Rb, г/т	K:Rb	K/Na
Восточный Коунрад					
Биотит-амфиболовые интрузивной фазы	3,51	3,94	100	394	1,12
	3,63	3,78	110	343	1,04
	2,74	4,02	170	236	1,46
	3,03	3,86	150	257	1,27
	2,93	3,90	160	243	1,33
Среднее	3,16	3,90	138	282	1,23
Среднезернистые лейкократовые дополнительного интрузива	2,60	4,65	150	310	1,78
	2,98	4,15	170	244	1,39
	2,74	4,07	190	214	1,48
	2,81	3,98	180	221	1,41
	Среднее	2,78	4,21	172	232
Жильные	3,00	4,15	190	218	1,38
	2,87	4,15	150	276	1,44
	2,60	4,14	180	230	1,59
Среднее	2,82	4,15	173	239	1,47
Кент восточный					
Биотит-амфиболовые интрузивной фазы	3,37	3,90	130	300	1,15
	3,30	3,82	120	318	1,15
	3,48	3,90	140	278	1,12
	3,11	3,73	130	286	1,19
Среднее	3,31	3,83	130	295	1,15
Среднезернистые лейкократовые дополнительного интрузива	3,22	4,15	100	415	1,28
	2,86	3,57	140	255	1,24
	3,26	3,57	190	187	1,09
	2,77	4,32	200	216	1,55
	3,11	4,15	210	197	1,33
Среднее	3,04	3,95	168	235	1,29
Жильные	2,87	3,73	140	266	1,30
	2,96	3,90	160	242	1,31
	2,87	3,57	170	210	1,24
	3,11	3,73	150	248	1,20
	2,90	3,65	140	260	1,26
Среднее	2,94	3,71	152	244	1,26
Бельгерек					
Биотитовые интрузивной фазы	3,33	3,74	170	120	1,12
	3,11	4,10	150	273	1,31
	3,33	3,94	140	281	1,18
	3,30	3,80	150	253	1,15
	3,40	4,32	160	270	1,27
Среднее	3,29	3,98	154	258	1,20
Лейкократовые дополнительного интрузива	2,60	4,60	300	153	1,76
	2,56	4,50	250	180	1,75
	2,60	4,36	280	155	1,67
	2,74	4,32	270	160	1,57
	2,63	4,50	260	173	1,71
Среднее	2,62	4,45	272	163	1,69
Среднее по комплексу	3,49	3,91	138	183	1,20

Таблица 2

Содержания Rb и Ba (в г/т), отношение Ba : Rb в кали-натровых полевых шпатах верхнепалеозойских гранитных интрузивов Токрауской впадины.

Номер образца	Граниты, интрузив	Rb	Ba	Ba:Rb
	Биотитовые калдырминского комплекса			
12	Бельтерек	236	740	3,13
17		272	760	2,79
18		257	710	2,76
465	Бегазы	290	840	2,89
4656		270	-	-
	Среднее	265	762	2,87
	Лейкократовые акчатауского комплекса			
205	Бектау-Ата	461	580	1,25
207		492	460	0,93
208		464	470	1,01
429		550	400	0,73
430		440	500	1,13
431		630	600	0,95
	Среднее	423	501	1,18
	Аляскитовые акчатауского комплекса			
4	Кызылтрай	350	160	0,45
14		360	170	0,47
19		330	160	0,48
33	Кент	343	170	0,49
34		396	190	0,48
42		368	140	0,38
4	Майтас	397	80	0,20
6		375	60	0,16
39	Мамыр	341	70	0,20
50		317	100	0,31
	Среднее	358	130	0,36

260/670 г/т при средних величинах отношения K:Rb в отдельных фазах 117-150 (табл. 3). Содержание рубидия в кали-натровых полевых шпатах высоко и равно 423 г/т (см. табл. 2). Близкие по содержанию рубидия в гранитах величины получены другими исследователями по интрузивам Казахстана этой же возрастной группы: Кызылтау - крупнозернистые граниты главной интрузивной фазы содержат 310 Rb г/т (Ляхович, 1972), Каркаралинск - среднекрупнозернистые граниты главной интрузивной фазы 360 Rb г/т (А.Н. Леонтьев, устное сообщение), Восточный Сарытау - крупнозернистые граниты главной интрузивной фазы 340 Rb г/т (Коптев-Дворников, Негрей, 1966).

Прослеживая изменение концентрации рубидия в возрастных рядах интрузивов этого комплекса, отметим следующее. В большей части интрузивов - Акчатау, Восточный Сарытау, Кызылтау - имеет место резкое возрастание содержания рубидия с переходом от гранитов главной интрузивной фазы к дополнительным интрузивам и жильным гранитам. Так, в интрузиве Акчатау изменение концентраций рубидия (в г/т) следующее: 330 - главная интрузивная

Таблица 3

Содержания K, Na, Rb, отношения K:Na, K:Rb в интрузиях и возрастных рядах лейкократовых гранитов акчатауского комплекса

Граниты, интрузив, фаза	Na, %	K, %	Rb, г/т	K:Rb	K:Na
Бектау-Ата					
Крупнозернистые лейкократовые интрузивной фазы	2,50	4,27	300	142	1,70
	2,50	4,32	300	144	1,72
	2,92	4,48	300	149	1,53
	2,71	4,90	290	168	1,80
	2,96	4,48	300	149	1,51
Среднее	2,71	4,49	298	150	1,65
Резкопорфировидные лейкократовые дополнительного интрузива	3,40	4,40	290	151	1,29
	2,65	3,98	390	102	1,50
	2,73	4,20	300	140	1,53
	2,71	4,23	320	132	1,56
Среднее	2,96	4,25	316	134	1,43
Жильные	3,33	3,17	290	109	0,95
	3,00	4,23	320	132	1,41
	2,28	4,15	280	148	1,82
	3,18	4,23	320	132	1,33
Среднее	2,95	3,94	302	130	1,33
Акчатау					
Крупнозернистые интрузивной фазы	2,66	4,23	340	124	1,59
	2,57	3,90	340	114	1,53
	2,41	3,98	330	120	1,65
	2,60	3,65	330	110	1,40
	2,50	3,61	310	116	1,44
Среднее	2,54	3,87	330	117	1,52
Среднезернистые лейкократовые дополнительного интрузива	2,87	3,70	260	142	1,32
	3,00	3,82	450	84	1,27
	2,92	4,15	560	74	1,42
	2,55	3,90	560	69	1,52
	Среднее	2,82	3,89	457	85
Жильные	2,37	3,98	650	61	1,67
	2,81	3,78	590	64	1,34
	2,70	4,56	570	80	1,68
	2,68	4,07	670	60	1,51
Среднее	2,64	4,09	620	65	1,54
Среднее по комплексу	2,63	4,18	316	132	1,58

фаза, 457 - среднезернистые лейкократовые граниты дополнительного интрузива (II фаза по Щербе), 620 - жильные граниты, в интрузиве Восточный Сарытау (в г/т) - 340 - главная интрузивная фаза, 370 - дополнительный интрузив, 570 - дайки аплитов. Отметим, что в рассмотренных примерах максимум концентраций рубидия падает на конечные дифференциаты - жильные граниты, т.е. имеет место факт остаточного концентрирования рубидия. В интрузиве Бектау-Ата поведение рубидия в возрастном ряду интрузива имеет другой характер - концентрации его не меняются по мере перехода к жильным гранитам, оставаясь выше кларка (298 - в главной интрузивной фазе, 316 - в дополнительном интрузиве, 302 г/т - в жильных гранитах). Статистически подтверждается равенство средних содержаний рубидия в гранитах возрастного

ряда при высокой дисперсии концентраций рубидия в гранитах дополнительного интрузива, т.е. в интрузиве Бектау-Ата ход внутрикамерной дифференциации не приводит к остаточному концентрированию рубидия, несмотря на содержания рубидия в первичном расплаве выше кларка. Причиной этого, с нашей точки зрения, является непостоянство режима газовой-флюидной фазы. Среди жильных гранитов интрузива Бектау-Ата встречаются однополюсовчатые разности, наличие которых в ряду дифференциации водных двуполушчатых гранитов может быть связано только с частичной потерей воды. Удаление части флюида могло привести и к удалению рубидия, и понижению концентраций рубидия в остаточном расплаве даже при наличии эффекта остаточного концентрирования. Среднее содержание рубидия в аляскитовых гранитах близко к кларку и составляет 212 г/т при колебаниях от 194 до 230 г/т. Концентрации рубидия в различных интрузивах достаточно близки между собой и составляют (в г/т) по интрузивам: Кызылрай - 230, Майтас - 212, Улькен-Каракуус - 194, Кент (имеются только две цифры) 250 и 330 (табл. 4). В целом для аляскитовых гранитов характерна однородность дисперсий, что связано с однородным составом пород, где главным минералом-носителем и концентратором рубидия является кали-натровый полевой шпат при ничтожно малом содержании биотита (< 5%) и отсутствие явлений гибридности. Величина отношения K:Rb составляет около 200, а по интрузивам она равна: 169 - Кызылрай, 183 - Майтас, 210 - Улькен-Каракуус.

В возрастных рядах интрузивов поведение рубидия различно. В интрузиве Кызылрай фиксируется резкое до двукратного увеличение содержания рубидия

Таблица 4

Содержания K, Na, Rb, отношения K:Na и K:Rb в интрузивах и возрастных рядах аляскитовых гранитов акчатауского комплекса

Граниты, интрузив, фаза	Na, %	K, %	Rb, г/т	K:Rb	K:Na
Кызылрай					
Крупнозернистые интрузивной фазы	3,11	3,82	220	173	1,22
	3,00	3,73	220	169	1,24
	3,33	4,15	250	166	1,24
	2,87	3,57	230	155	1,24
	3,18	4,15	230	180	1,30
Среднее	3,09	3,89	230	169	1,25
Резкопорфировидные I дополнительного интрузива	3,18	3,65	330	110	1,14
	3,11	3,98	330	120	1,27
	3,03	3,57	230	155	1,18
	3,17	4,15	290	143	1,30
	3,26	4,40	240	183	1,34
Среднее	3,15	3,95	284	139	1,25
Равномернозернистые, среднезернистые II дополнительного интрузива	3,30	3,90	430	90	1,18
	3,12	3,90	400	97	1,25
	3,17	3,92	460	85	1,23
	3,12	4,35	460	94	1,39
	3,12	4,43	430	103	1,41
Среднее	3,16	4,10	436	94	1,29
Жильные	3,30	3,66	370	98	1,10
	3,12	3,82	370	103	1,22
	3,20	3,66	410	89	1,14
	3,28	3,76	390	96	1,14
	3,28	3,78	390	99	1,15
Среднее	3,23	3,73	386	97	1,15

Таблица 4 (окончание)

Граниты, интрузив, фаза	Na, %	K, %	Rb, г/т	K:Rb	K:Na
Майгас					
Крупнозернистые интрузив- ной фазы	3,18	3,98	230	173	1,25
	3,20	3,66	210	174	1,14
	3,20	3,83	200	191	1,19
	2,81	4,15	210	197	1,47
Среднее	3,09	3,90	212	183	1,26
Среднезернистые равно- мерно-зернистые допол- нительного интрузива	2,72	4,15	370	112	1,52
	2,74	4,23	250	169	1,54
	2,86	3,98	300	132	1,39
	3,07	4,40	300	146	1,43
	3,40	3,98	350	114	1,17
Среднее	2,95	4,14	314	131	1,40
Жильные	3,40	4,15	260	159	1,22
	3,18	4,07	250	162	1,27
	3,00	3,82	260	146	1,27
	2,86	4,15	230	180	1,45
Среднее	3,11	4,04	250	161	1,29
Кент					
Крупнозернистые интрузив- ной фазы	3,18	4,07	250	162	1,27
	3,00	4,23	330	128	1,41
	3,09	4,14	290	143	1,34
Среднее	3,09	4,14	290	143	1,34
Среднезернистые дополни- тельного интрузива	3,45	3,73	250	149	1,08
	3,40	3,24	310	104	0,95
	3,42	3,48	280	124	1,01
Среднее	3,42	3,48	280	124	1,01
Жильные	2,96	3,07	240	127	1,03
Улькен-Каракуус					
Среднекрупнозернистые ин- трузивной фазы	2,96	4,17	200	208	1,40
	3,15	3,90	190	205	1,23
	2,92	4,17	200	208	1,42
	2,87	4,08	180	226	1,42
	3,22	4,15	200	207	1,28
Среднее	3,02	4,09	194	210	1,35
Мелкосреднезернистые до- полнительного интрузива	3,20	4,02	160	251	1,25
	3,30	4,24	180	235	1,28
	3,52	4,11	170	241	1,16
	3,30	4,23	130	325	1,28
	3,18	4,07	160	254	1,27
Среднее	3,30	4,13	160	258	1,25
Жильные	3,14	3,65	230	158	1,16
	3,33	3,15	180	175	0,94
Среднее	3,23	3,40	205	165	1,05
Среднее по комплексу	3,07	3,96	212	186	1,28

с переходом от гранитов главной интрузивной фазы к дополнительным интрузивам и жильным гранитам (см. табл. 4) (от 230 до 386 г/т), причем максимум концентраций падает на граниты II дополнительного интрузива (436 г/т), тогда как в жильных гранитах имеет место некоторое снижение концентрации рубидия. Величина отношения $K:Rb$ в этом интрузиве изменяется следующим образом: 169 – граниты главной интрузивной фазы, 139 – граниты I дополнительного интрузива, 94 – граниты II дополнительного интрузива, 97 – жильные граниты. В трех других интрузивах – Майтас, Кент и Улькен–Каракуус – содержания рубидия в гранитах возрастных рядов изменяются очень мало. Концентрации рубидия в жильных гранитах остаются на уровне гранитов главных интрузивных фаз (Майтас и Улькен–Каракуус), либо ниже их (Кент). Выявленная закономерность, по-видимому, связана с режимом кристаллизации "сухих" однополевошпатовых гранитов в условиях низкого содержания воды на всем этапе кристаллизации расплава, приводящего к угнетению явлений остаточного концентрирования в отношении рубидия. Отметим также, что в гранитах тех фаз, где имеет место накопление рубидия (дополнительные интрузивы массива Кызылрай), установлены и высокие дисперсии содержания рубидия, что свидетельствует о неоднородности распределения этого элемента в объеме кристаллизующего расплава. Средние содержания рубидия в кали–натровых полевых шпатах (в г/т) интрузивов близки: 330 – 350 – Кызылрай, 397 – 375 – Майтас, 343 – 396 – Кент, 317–341 – Мамыр (см. табл. 2).

Подводя итоги вышесказанному и оценивая поведение рубидия в трех группах гранитов, а также возрастных рядах интрузивов, можно сказать следующее.

1. Каждая группа гранитов характеризуется своим уровнем содержания рубидия и своей величиной отношений $K:Rb$, что подтверждается математически. Нижекларковые содержания рубидия характерны для гранитов безрудного калдырминского комплекса, вышекларковые – для лейкократовых гранитов рудоносного акчатауского комплекса, кларковые содержания – для нерудоносных аляскитовых гранитов, выделенных из состава акчатауского комплекса. Те же различия установлены и для кали–натровых полевых шпатов каждой группы интрузивов. Так как кали–натровые полевые шпаты являются основным минералом–носителем рубидия и кристаллизация их происходит на магматическом этапе, то различие содержания рубидия в них отражает разные концентрации рубидия в исходных расплавах. В пределах одной возрастной группы граниты главной интрузивной фазы различных массивов имеют близкие концентрации рубидия и близкие величины отношения $K:Rb$. Это позволяет говорить о том, что кристаллизация отдельных разобленных интрузивов в пределах одного возрастного интервала происходила из расплавов, имеющих близкие концентрации рубидия независимо от того, был ли это единый общий очаг плавления или имели место изолированные очаги, но возникшие в породах близкого состава, одной фации глубинности, характеризующиеся близкими концентрациями рубидия.

2. Процессы внутрикамерной дифференциации приводят к накоплению рубидия в остаточных расплавах на этапах, отвечающих времени формирования дополнительных интрузивов или жильных гранитов. В раннем калдырминском комплексе эти процессы имеют подчиненное значение. Процесс остаточного концентрирования приобретает ведущее значение при формировании интрузивов акчатауского комплекса, сопровождающихся рудообразованием. Причем максимум концентраций рубидия падает на самые поздние образования – жильные граниты. В интрузивах аляскитовых гранитов процесс остаточного концентрирования проявлен не всегда, что объясняется спецификой условий кристаллизации этих гранитов, протекающей на фоне крайне низкого содержания воды. На реальность процесса остаточного концентрирования рубидия, т.е. накопления его в расплаве относительно ранее выделившихся кристаллов, указывает коэффициент распределения рубидия; коэффициент имеет величину, меньшую единицы (Рябчиков, 1961). О причинах различных исходных содержаний рубидия в гранитах разновозрастных групп и комплексов можно говорить лишь в самой общей форме, предполагая различное исходное содержание рубидия в породах, подвергавшихся плавлению.

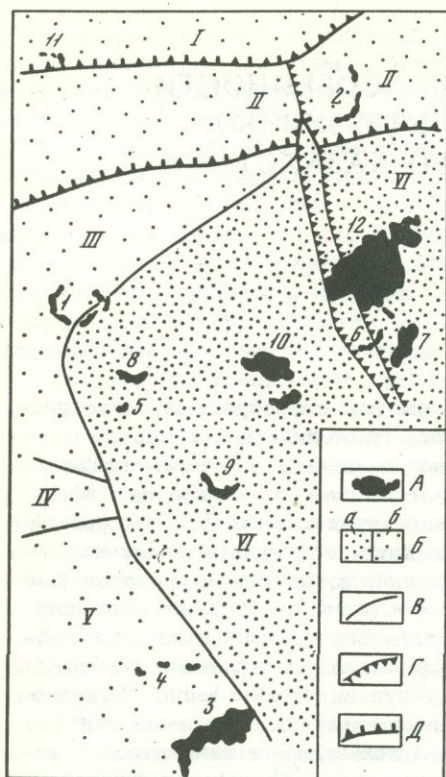
ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ СУБИНТРУЗИВНЫХ ГРАНИТОИДОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Термин *субинтрузивные гранитоиды* используется для своеобразных полнокристаллических пород порфирового и порфировидного сложения гранитоидного состава (гранодиорит-порфиры, монцитит-порфиры, кварцевые монцитит-порфиры, гранит-порфиры), которые следует рассматривать в составе конкретных эффузивных формаций верхнепалеозойского орогенного вулканизма. Под конкретной эффузивной формацией, выражением которой является эффузивный комплекс, понимается совокупность магматических образований, возникших в определенный возрастной период развития вулканизма, отличающегося отсутствием больших перерывов и закономерным изменением вещественного состава продуктов деятельности магматического очага. В составе эффузивных комплексов обычно выделяют собственно-эффузивную, жерловую и субвулканическую фации (Яковлева, 1962; Коптев-Дворников и др., 1967), некоторые исследователи считают целесообразным включать в состав эффузивного комплекса и генетически связанные с вулканитами полнокристаллические породы гипабиссальной фации (или их корневые системы) (Кузнецов, 1955; Грязнов, 1974 и др.). Автору представляется, что последняя точка зрения является более правильной.

В настоящее время среди геологов, изучающих территорию Центрального Казахстана, по вопросам формационного расчленения верхнепалеозойских вулкаников существуют разногласия в связи и со сложностью проблемы стратиграфии вулкаников, и с неоднозначностью использования стратиграфических понятий (например, вулканогенная свита — ее объем и содержание; Кумпан, Добрецов, 1974).

Мы используем стратиграфическую схему, в которой выделение вулканогенных свит основано на принципе цикличности верхнепалеозойских вулкаников. При этом вулканогенная свита — это вулканогенные отложения, образующие в совокупности полный вулканогенный цикл. Начало этого цикла знаменуется накоплением средне-основных эффузивов, а конец — накоплением кислых вулкаников. Вулканогенная свита, таким образом, включает породы собственно эффузивной фации эффузивного комплекса.

В Центральном Казахстане отмечалось широкое развитие связанных с группой андезит-липаритовых формаций герцинского орогенного вулканизма ("порфировой" формацией, по С.А.Салуну, 1957) малых интрузивных тел монцититов, монцитит-порфиров, кварцевых сиенитов, сиенит-порфиров и гранит-порфиров, представляющих гипабиссальную фацию "порфировой" формации (Михайлов и др., 1968; Зейлик и др., 1966 и др.). Не раз обращалось внимание и на существование гранитоидов, характеризующихся (в отличие от комагматических вулкаников пород плутонических комплексов) синхронностью образования и генетическим родством с близкими по составу вулканитами, ассоциация которых с такими вулканитами отвечает термину "вулканоплутоническая формация", по Е.К.Устиеву (Абдулин и др., 1966; Гаек, 1969; Шарпенюк, 1969 и др.). Однако специальных работ по изучению субинтрузивных пород с установлением четких отличий их от гранитоидов интрузивных комплексов и выявлением места субинтрузивных гранитоидов в ходе верхнепалеозойского магматизма не проводилось. Более того, в настоящее время крупные тела таких гранитоидов на основании "интрузивности" облика (полнокристаллических структур) рассматриваются исследователями в составе



Фиг. 1. Схема размещения тел субинтрузивных гранитоидов в различных структурно-формационных зонах Центрального Казахстана

A - субинтрузивные гранитоиды:
 1 - Байназар, 2 - Каркаралинск, 3 - Бертынский, 4 - Кокдомбак, 5 - Карашин, 6 - район г. Южный Кызылжал, 7 - Аксайский, 8 - Жалпак, 9 - Найзакара, 10 - Жетымшокинский, 11 - район Топарского массива, 12 - Сарыюлен; *B* - структурно-формационные зоны: *a* - позднегерцинские, *б* - раннегерцинские; *I* - Восточно-Нурина, Успенская, *III* - Жаман-Сарысузская, *IV* - Кийская, *V* - Моинты-Южно-Джунгарская, *VI* - Токрауская; *B* - границы структурно-формационных зон; *Г* - разломы; *Д* - разломы, служащие границей структурно-формационных зон

интрузивных комплексов (Геология СССР, т. XX, кн. 2), а дайки, входящие в состав гетерогенных дайковых поясов, - как генетически самостоятельные комплексы.

Выделение субинтрузивных гранитоидов как своеобразных пород, промежуточных между типичными интрузивными и эффузивными образованиями, изучение генетических связей субинтрузивных гранитоидов с другими магматическими породами, определение их места в магматическом процессе имеют важное значение для выяснения закономерностей формирования магматических комплексов, что в настоящее время актуально (Абдулин, 1974).

Принадлежность субинтрузивных гранитоидов к конкретным эффузивным формациям верхнепалеозойского орогенного вулканизма обоснована изложенными в настоящей статье геолого-петрографическими особенностями этих образований, выявленными в результате исследований автора на целом ряде гранитоидных массивов Токрауской впадины и в зонах обрамления этой впадины (рис.1). Автор использовала как материалы геологических съемок, так и литературные данные. Учитывая, что характерное для субинтрузивных гранитоидов порфировое сложение и различная степень кристалличности их основной массы часто придают облику субинтрузивных гранитоидов внешнее сходство с иными по условиям образования породами, отметим, что для правильной диагностики имеет важное значение лишь совокупность геолого-петрографических признаков рассматриваемых субинтрузивных гранитоидов.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СУБИНТРУЗИВНЫХ ГРАНИТОИДОВ

Субинтрузивные гранитоиды Центрального Казахстана пространственно тесно связаны с участками развития верхнепалеозойских вулканогенных пород, среди которых наряду с типичными вулканитами (лавами, туфами, лавобрекчиями) широко развиты и автомагматические брекчи, по Е.Б.Яковлевой (1963), с которыми, как будет показано ниже, эти гранитоиды имеют наиболее тесное

генетическое родство. В Токрауской впадине, где мощность верхнепалеозойских вулканитов максимальна, тела этих гранитоидов достигают наибольших размеров (300 – 500 км²) и имеют разнообразную форму (табл. 1). Пластообразные тела, лополиты и силлы обычно располагаются среди одновозрастных вулканитов близкого состава, а дайки и штоки – в более древних толщах. При переходе от центральной части Токрауской впадины к зонам обрамления (см. фиг. 1) количество тел этих гранитоидов сокращается, размеры их резко уменьшаются (30 – 40 км²), форма тел становится однообразнее (дайки, часто кольцевые, реже штоки). Тела субинтрузивных гранитоидов локализованы среди позднегерцинских вулканитов, слагающих наложенные мульды. Субинтрузивные гранитоиды приурочены к вулкано-тектоническим структурам различного типа (см. табл. 1): в пределах мульд и кальдеро-синклиналей они слагают пластообразные тела и силлы, в плане изометричные, овальные (в ядрах) и дугообразные (в крыльях); в вулкано-тектонических структурах более сложного строения (кольцевые структуры) они слагают крутопадающие тела дайкообразной формы, в плане кольцевые. Размещение тел контролируется кольцевыми разломами и линейными северо-западными и северо-восточными, оперяющимися крупными глубинными разломами. Подобная пространственная связь с вулканитами и вулкано-тектоническими структурами, зависимость форм и размеров тел от возраста вмещающих пород, приуроченность к тектоническим нарушениям, оперяющим крупные глубинные разломы, – признаки, характерные для субинтрузивных гранитоидов, являются, как известно (Коптев-Дворников и др., 1967), чертами, свойственными субвулканическим породам и автомагматическим брекчиям. По-видимому, их сходство не случайно и может служить косвенным указанием на связь этих гранитоидов с породами эффузивных комплексов. Кроме того, типичные для автомагматических брекчий своеобразные инъекционные контакты тел с маломощными и протяженными апофизами во вмещающие породы очень характерны и для субинтрузивных гранитоидов (табл. I, а, в)¹.

Примером соотношений субинтрузивных гранитоидов с типичными вулканитами, автомагматическими брекчиями и гранитоидами интрузивных комплексов может служить район Топарского массива. Здесь (фиг. 2) субинтрузивные гранодиорит-порфиры слагают серию тел, рвущих вулканогенно-осадочные породы, которые, согласно представлениям некоторых исследователей (данные М.М. Решко, В.М. Жукковой и др., 1969 г.; Яковлева, Парфенова, 1973; и др.), являются останком кровли Топарского гранодиоритового массива (топарский интрузивный комплекс), а гранодиорит-порфиры рассматриваются этими исследователями как апикальная часть указанного интрузива. Как показали наши исследования, вулканогенно-осадочные образования, развитые на этом участке, представлены двумя разновозрастными толщами. Породы нижней толщи предположительно среднекаменноугольного возраста, представленные андезитовыми, андезито-дацитовыми, реже липаритовыми вулканитами с прослоями и линзами туфопесчаников, прорваны гранодиоритами Топарского интрузива и интенсивно ороговикованы. Верхняя существенно андезитовая толща, представленная лавами, литокластическими туфами, туффитами, характеризуется обращением к северу дугообразным залеганием с падением в северных румбах. Кроме пород собственно эффузивной фации здесь развиты субвулканические андезито-дацитовые порфириты, которые образуют в общем согласное со структурой дугообразное тело с четкими зонами эндоконтактов и слагают единичные дайки.

На основании того, что породы андезитовой толщи не ороговикованы, содержат обломки нижележащих ороговикованных вулканитов, гранодиоритов Топарского массива, а гранодиориты в свою очередь прорваны субвулканическими дайками андезитовых порфиритов, можно считать, что верхняя андезитовая толща перекрывает вулканогенно-осадочные породы среднекаменноугольного возраста и гранодиориты Топарского массива и имеет возраст C_{2-3}^1 , судя по

¹ Табл. 1 см. в конце книги.

Таблица 1

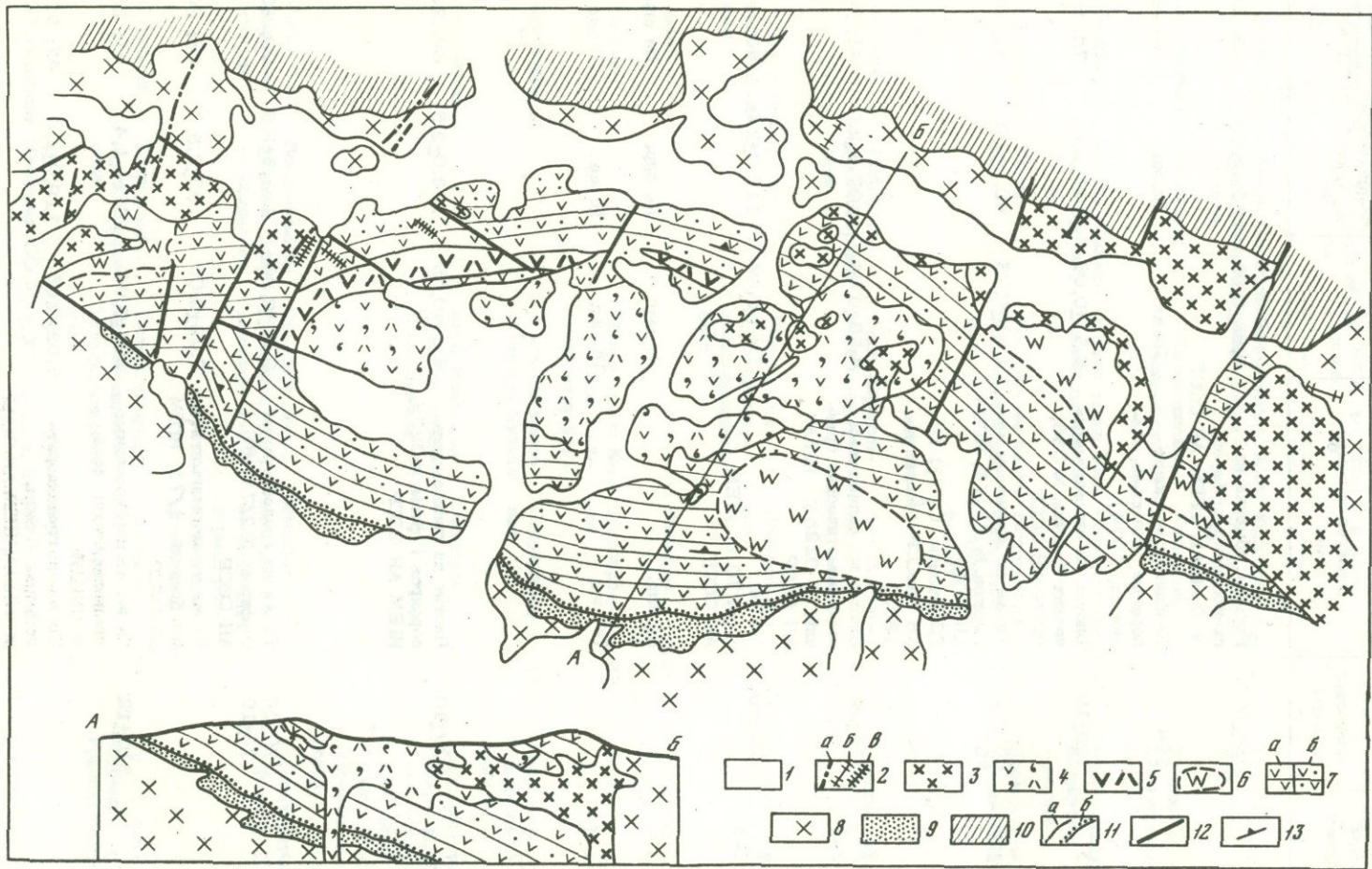
Сравнительная геологическая характеристика субинтрузивных гранитоидов Центрального

№ п/п	Тела субинтрузивных гранитоидов	Структурно-формационные зоны*, в которых расположены тела	Вулкано-тектонические структуры, к которым приурочены тела	Форма тел в плане	Площадь, км ²	Слагающие тела породы	Казахстана					
							Геологический возраст	Радиологический возраст	К, %	Радиогенный Аг, нг/г	$\frac{A_{r40}^{40}}{A_{r40}^{40}}$, %	
1	Байназар	Жаман-Сарысу-Байназарская, раннегерцинская	Байназарская кольцевая структура	Кольцевая зона дайковых тел	64	Гранодиорит-порфиры	P	300±16	Роговая обманка из гранодиорит-порфиров, № 0448/1, ИГЕМ АН СССР	0,88±0,03	19,4±0,6	42; 6С
2	Каркаралинск	Успенская; то же	Каркаралинская кольцевая структура	Кольцевая дайка		Кварцевые монзонит-порфиры	P	194	Кварцевые монзонит-порфиры (Потапов, Маликова, 1974)	То же	То же	То же
3	Бертыс	Моинты-Южно-Джунгарская, то же	Южное крыло Кызылжарской мульды	Полуовальная	150	Порфиридные кварцевые монзониты	C ₃ -P ₁	298±10	Биотит из автомагматических брекчий, № 035; ИГЕМ АН СССР	6,57±0,06	144±2,0	74; 81
4	Кокдомбак	То же	Центральная часть Шенгельбайской мульды	Выходы изометричной и неправильной формы	4 0,32	Порфиридные кварцевые монзониты	C ₃ -P ₁	286±12 305	То же из кварцевых монзонитов, № 071/3, ИГЕМ АН СССР Гранитоиды C ₂ (?) ГН АН КазССР (Зворыгина, 1965)	1,91±0,03	40,1±0,9	31; 55
5	Карашин	Токрауская, позднегерцинская	Ядро Карашинской мульды	Неправильно-овальная	15	Гранит-порфиры	C ₂ - 2-3	318±10	Биотит из липаритовых автомагматических брекчий; № 0225А, ИГЕМ АН СССР	4,55±0,04	107,0±2,0	41; 74
6	Район г. Южный Кызылжар	То же	Южное крыло Аюльозекской кальдеросинклинали	Полукольцевая	3,6	То же	C ₂ - 2-3	320±10	То же; № 0270 Б, ИГЕМ АН СССР	5,03±0,04	119,0±2,0	58; 64
7	Ахсай	"	"	Овальная	105	Гранодиорит-порфиры	C ₂ -3		Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
8	Жалпак	"	Южное крыло Каргалинской кольцевой структуры	Дугообразная	37	То же	C ₂ -3		То же	То же	То же	То же
9	Найзакара	"	В южном крыле Имекской мульды	Полукольцевая	22	Кварцевые монзонит-порфиры	C ₂ -3		"	"	"	"
10	Жетымшоковский	"	Ядро Жетымшокинской кальдеросинклинали	Овальная	240	Гранодиорит-порфиры, кварцевые монзонит-порфиры, порфиридные кварцевые монзониты	C ₁ - 2-3	320±10	Биотит из гранодиорит-порфиров I фазы, № 0273А, ИГЕМ АН СССР	6,29±0,05	149,0±2,5	69; 70
11	Район Топарского массива	Восточно-Нуринская, раннегерцинская	Северное крыло Карабасанской мульды	Выходы изометричной и неправильной формы, расположенные дугообразно	3	Гранодиорит-порфиры	C ₁ - 2-3	310±10 316±10	То же из гранодиорита порфиров; № 2/71, ИГЕМ АН СССР То же из автомагматических брекчий, 1/71, ИГЕМ АН СССР	6,38±0,06 7,08±0,06	145,5±2,5 165±2,5	79; 85 88; 90
12	Сарыолен	Токрауская, позднегерцинская	Северное крыло Сарыбулакской кальдеросинклинали	Овальная	490	То же, порфиридные гранодиориты	C ₁ - 2	312±12	То же из порфиридных гранодиоритов II фазы, № 0311Б То же из гранодиорит-порфиров I фазы, № 0311А, ИГЕМ АН СССР	292±0,04 5,08±0,05	67,4±1,4 119,0±2,0	41; 53 47; 53

* По Г.Ф. Ляпичеву (Геология СССР, т. XX, кн. 2, с. 295).

Казахстана

Геологический возраст	Радиологический возраст		К, %	Радиогенный Аг, нг/г	$\frac{A_{r40}^{40}}{A_{r40}^{40}}$, %
	возраст, млн. лет	характер и номер образца			
P	300±16	Роговая обманка из гранодиорит-порфиров, № 0448/1, ИГЕМ АН СССР	0,88±0,03	19,4±0,6	42; 6С
P	194	Кварцевые монзонит-порфиры (Потапов, Маликова, 1974)	То же	То же	То же
C ₃ -P ₁	298±10	Биотит из автомагматических брекчий, № 035; ИГЕМ АН СССР	6,57±0,06	144±2,0	74; 81
C ₃ -P ₁	286±12 305	То же из кварцевых монзонитов, № 071/3, ИГЕМ АН СССР Гранитоиды C ₂ (?) ГН АН КазССР (Зворыгина, 1965)	1,91±0,03	40,1±0,9	31; 55
C ₂ - 2-3	318±10	Биотит из липаритовых автомагматических брекчий; № 0225А, ИГЕМ АН СССР	4,55±0,04	107,0±2,0	41; 74
C ₂ - 2-3	320±10	То же; № 0270 Б, ИГЕМ АН СССР	5,03±0,04	119,0±2,0	58; 64
C ₂ -3		Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
C ₂ -3		То же	То же	То же	То же
C ₂ -3		"	"	"	"
C ₁ - 2-3	320±10	Биотит из гранодиорит-порфиров I фазы, № 0273А, ИГЕМ АН СССР	6,29±0,05	149,0±2,5	69; 70
C ₁ - 2-3	310±10 316±10	То же из гранодиорита порфиров; № 2/71, ИГЕМ АН СССР То же из автомагматических брекчий, 1/71, ИГЕМ АН СССР	6,38±0,06 7,08±0,06	145,5±2,5 165±2,5	79; 85 88; 90
C ₁ - 2	312±12	То же из порфиридных гранодиоритов II фазы, № 0311Б То же из гранодиорит-порфиров I фазы, № 0311А, ИГЕМ АН СССР	292±0,04 5,08±0,05	67,4±1,4 119,0±2,0	41; 53 47; 53



сходству с вулканитами нижней подсвиты керегетасской свиты, развитыми в сопредельных районах.

В центральной части дугообразная андезитовая толща (C_1^1) и ее субвулканические образования интродуцированы достаточно крупным ($7,7 \times 1,7$ км) лополитообразным телом андезито-дацитовых автомагматических брекчий.

Автомагматические брекчии в свою очередь прорваны субинтрузивными гранодиорит-порфирами, с которыми близки по составу и петрографическим особенностям (Яковлева, Парфенова, 1973). Формирование автомагматических брекчий и гранодиорит-порфиров было сближено во времени, о чем свидетельствует характер их контактов, где эти породы приобретают особое сходство (табл. I, б) за счет присутствия в эндоконтактах гранитоидных тел оскольчатых форм минералов, свойственных автомагматическим брекчиям, тонкозернистой основной массы неоднородного сложения, напоминающей микрофельзитовую структуру перекристаллизации, и флюидальные текстуры в автомагматических брекчиях. Но несмотря на большое сходство, создающее ошибочное впечатление о постепенных взаимопереходах, гранодиорит-порфиры и автомагматические брекчии имеют четкие незакаленные контакты, секущие ориентированные текстуры автомагматических брекчий. Часто заметны апофизы (табл. I, в), свидетельствующие о близком, но более молодом возрасте гранитоидов. Отсутствие постепенных переходов между гранодиорит-порфирами и автомагматическими брекчиями было доказано О.В. Парфеновой (1973).

Из приведенных данных очевидна следующая временная последовательность пород: андезитовые порфириты и туфы собственно эффузивной фации → субвулканические андезито-дацитовые порфириты → андезито-дацитовые автомагматические брекчии → субинтрузивные гранодиорит-порфиры. Таким образом, появление гранодиорит-порфиров отделено от формирования субвулканических андезито-дацитовых порфиритов внедрением автомагматических брекчий, что указывает на определенную самостоятельность субинтрузивных гранодиорит-порфиров в рамках единой вулканогенной толщи. Завершая формирование вулканогенной толщи, перекрывающей гранодиориты Топарского массива, гранодиорит-порфиры, следовательно, возникли после становления массива и не могут рассматриваться как его эндоконтактовая фация. Это доказывается и характером контактов гранитоидов Топарского массива с гранодиорит-порфирами: в зоне контакта топарские гранодиориты обнаруживают следы дробления и милонитизации, и их ориентированные текстуры, связанные с милонитизацией, срезаются не только линией контакта тел гранодиорит-порфиров, но и апофизами, отходящими от этих тел.

Сходные соотношения субинтрузивных гранитоидов с типичными вулканитами и гранитоидами интрузивного комплекса установлены в районе массива Кокдомбак. Этот массив, как считает ряд исследователей (Зворыгина, 1965 и др.), сложен породами последовательных фаз кокдомбакского интрузивного комплекса (C_{2-3}) — диоритами, монодиоритами, кварцевыми диоритами и пор-

Фиг. 2. Геолого-петрографическая схема развития субинтрузивных гранодиорит-порфиров в районе Топарского массива

1 — четвертичные отложения; 2 — дайки: а — олигофировых гранит-порфиров, б — андезитовых и в — диабазовых порфиритов; 3 — субинтрузивные гранодиорит-порфиры; 4 — андезито-дацитовые автомагматические брекчии; 5 — субвулканические андезито-дацитовые порфириты; 6 — вторичные кварциты; 7 — андезитовые порфириты (а) и их туфы (б) керегетасской свиты C_{2-3} ; 8 — гранодиориты Топарского массива; 9 — контактово-метаморфические породы вулканогенно-осадочной толщи C_2 ; 10 — песчаники, алевролиты D_1 ; 11 — границы: а — нормального стратиграфического и интрузивного контактов и б — несогласного залегания отложений; 12 — тектонические нарушения; 13 — положение ориентированных плоскостных текстур в вулканитах

фиридовидными кварцевыми монцонитами, прорывающими андезитовые и трахи-липаритовые вулканиты керегетасской свиты (C_{2-3}). По нашим данным, вулканиты, объединяемые в керегетасскую свиту, не разновозрастны. Нижележащие андезитовые порфириты и их туфы прорваны и ороговикованы монцодиоритами и кварцевыми диоритами. Интенсивно ороговикованные андезитовые вулканиты, наблюдающиеся как останцы кровли среди монцодиоритов и кварцевых диоритов, в эрозионных окнах среди вышележащей толщи трахи-липаритовых вулканитов, присутствуют в последних в виде обломков наряду с обломками монцодиоритов. Это свидетельствует о временном разрыве между формированием андезитовых и трахи-липаритовых вулканитов. Более молодой, чем C_{2-3} , возраст трахи-липаритовой вулканогенной толщи согласуется с находками в ней в окрестностях массива Кокдомбак остатков нижнепермской флоры (Геология СССР, т. XX, кн. 2, 1972). Вулканогенная трахи-липаритовая толща прорвана дайками автомагматических брекчий близкого состава, которые в виде протяженных апофиз проникают также в монцодиориты и в ороговикованные андезитовые вулканиты. Автомагматические брекчии предшествуют формированию тел порфиридовидных кварцевых монцонитов. Последние по геолого-петрографическим особенностям являются субинтрузивными образованиями и ошибочно объединялись с монцодиоритами и кварцевыми диоритами кокдомбакского интрузивного комплекса. Они завершают формирование вулканогенной трахи-липаритовой толщи, следуя за автомагматическими брекчиями, и оторваны во времени от монцодиоритов и кварцевых диоритов кокдомбакского интрузивного комплекса (C_{2-3}) формированием этой толщи и автомагматических брекчий.

Примером соотношений субинтрузивных гранитоидов с вулканитами нижней и верхней подсвиты разновозрастной вулканогенной свиты может служить массив Каракемер. Он сложен субинтрузивными гранодиорит-порфирами (I фаза) и порфиридовидными гранодиоритами (II фаза). Гранодиорит-порфиры образуют близкосоизоморфные ассоциации с предшествующими им андезито-дацитовыми автомагматическими брекчиями, рассматриваемыми в настоящее время как кристаллокластические туфы нижней подсвиты калмакэмельской свиты (C_2^1) (данные А.В. Кожева и др., 1971 г.). Автомагматические брекчии содержат обломки субвулканических андезитовых порфиритов. Гранодиорит-порфиры, порфиридовидные гранодиориты и автомагматические брекчии перекрыты конгломератами и липаритовыми туфами верхней подсвиты калмакэмельской свиты (C_2^2) и прорваны субвулканическими дайками того же возраста.

Соотношения субинтрузивных гранитоидов с породами разновозрастных интрузивных комплексов наблюдались в районе массива Каркаралинск. Здесь кольцевая дайка субинтрузивных кварцевых монцонит-порфиров пространственно сопряжена с более ранними трахи-липаритовыми автомагматическими брекчиями, прорывает граниты калдырминского интрузивного комплекса ($C_3 - P_1$) и интродуцирована гранитами акчатауского интрузивного комплекса (P_1).

Особенности соотношений субинтрузивных гранитоидов с другими магматическими образованиями, которые иллюстрированы приведенными примерами, достаточно закономерны, проявляются в ряде других районов и сводятся к следующему.

1. Наиболее близкие временные связи субинтрузивные гранитоиды обнаруживают с предшествующими им автомагматическими брекчиями, составляя с ними пространственные ассоциации близких по составу пород эффузивного (автомагматические брекчии) и интрузивного (гранитоиды) облика. Близость времени формирования автомагматических брекчий и прорывающих их гранитоидов обусловила своеобразие их контактов, выражающееся, с одной стороны, в особенном внешнем сходстве контактируемых пород, создающем первое впечатление их взаимопереходов, а с другой — в наличии апофиз гранитоидов в автомагматические брекчии и срезающей ориентированные текстуры последних четкой линией их контакта. О близко одновременном образовании этих пород свидетельствует также наличие в автомагматических брекчиях гомеогенных вклю-

чений (массивы Сарьюлен, Карашин, Каракемер и др.), макроскопически сходных с прорывающими автомагматические брекчии субинтрузивными гранитоидами, и по природе, по-видимому, аналогичных полнокристаллическим включениям пород в лавах вулкана Авача, которые рассматриваются как одно из доказательств близкосообщественного существования под вулканом промежуточной магматической камеры с частично раскристаллизованным расплавом (Масуренков, 1970; Масуренков и др., 1974).

2. Ассоциации субинтрузивных гранитоидов и автомагматических брекчий завершают формирование вулканогенных толщ близкого состава, появляясь во времени за породами субвулканической фации. Возраст субинтрузивных отвечает возрасту вмещающих вулканогенных пород (см. табл. 1). Субинтрузивные гранодиорит-порфиры и преществующие им андезиты и трахи-дацитовые автомагматические брекчии связаны с формированием нижних существенно андезитовых подсвит вулканогенных свит (районы массивов Топар и Каракемер). В то же время автомагматические брекчии липаритового и трахи-липаритового составов и следующие за ними субинтрузивные гранит- и монзонит-порфиры завершают формирование верхних преимущественно липаритовых подсвит (районы массивов Карашин, г. Южный Кызылжал, Кокдомбак и Бертыс). Появление субинтрузивных гранитоидов не только на завершающем этапе формирования эффузивного комплекса, но и на границе вулканогенных подсвит свидетельствует о тесной связи этих гранитов с типичными вулканитами. Это дает возможность рассматривать субинтрузивные гранитоиды как конечные члены закономерного возрастного ряда близких по составу пород: типичные вулканиты, автомагматические брекчии, субинтрузивные гранитоиды.

3. Породы интрузивных комплексов образуют с субинтрузивными гранитоидами рвущие контакты, отрицающие фациальные соотношения интрузивных и субинтрузивных гранитоидов, и ороговиковывают предшествующие им субинтрузивные гранитоиды (районы массивов Каркаралинский и Сарьюлен). В случае прорывания субинтрузивными гранитоидами плутонических пород последние обычно сильно раздроблены и милонитизированы (районы Топарского, Каркаралинского массивов и др.).

Установленная тесная связь субинтрузивных гранитоидов с вулканитами согласуется с особенностями внутреннего строения этих гранитоидов. Они образуют тела простого (однофазные массивы - в районах Карашинской мульды, гора Южный Кызылжал, массив Каркаралинск, Топар и др.) и сложного (многофазные массивы Каракемер, Сарьюлен, Жетымшоки, Бертыс и др.) строения. В отличие от гранитоидов интрузивных комплексов для них характерно слабое развитие жильной серии, отсутствие пегматитов. В пределах тел простого строения отмечается выдержанность структур (развитие порфировых и порфиридных и отсутствие равномернозернистых разностей) и зональность в распределении фациальных разновидностей пород, различающихся содержанием главных породообразующих минералов: в составе пород, слагающих центральные части тел, в отличие от эндоконтактных зон увеличивается роль калиевого полевого шпата, кварца и уменьшается - пироксена, роговой обманки и биотита. Сходная структурная однородность тел и зональность в распределении фациальных разновидностей пород характерна для тел автомагматических брекчий.

Многофазные массивы сложены породами нескольких сближенных во времени фаз, о чем свидетельствует наличие между ними незакаленных рвущих контактов, а также развитие в гранитоидах гомогенных включений, петрографически сходных с породами последующих фаз. Для таких массивов характерно зональное расположение пород отдельных фаз с преимущественным развитием гранитоидов поздних фаз в центральных, а ранних - в краевых частях массивов. В гранитоидах последовательного ряда в таких массивах в отличие от гранитоидных массивов интрузивных комплексов увеличиваются кристалличность основной массы (от микро- до мелко и среднезернистой) и размер порфировых выделений. Эволюция вещественного состава имеет гомодромный характер (массивы Жетымшоки, Сарьюлен и др.), иногда нарушающийся в неко-

торых массивах (Бертыс, Каракемер и др.). Гранитоиды многофазных массивов (так же как и тела простого строения) обычно окаймляются выходами близких по времени автомагматических брекчий, сходных по составу с породами I фазы и образующих с гранитоидами последовательный ряд сближенных во времени пород с постепенным увеличением степени кристалличности основной массы и закономерным изменением вещественного состава.

Характер контактового воздействия субинтрузивных гранитоидов на вмещающие породы, а также интенсивность переработки ими ксенолитов меняются в зависимости от степени кристалличности основной массы этих гранитоидов. Вдоль контактов массивов, сложенных гранитоидами порфирированного сложения с микро- и тонкозернистой основной массой, развиты зоны окварцевания, эпидотизации, хлоритизации, калишпатизации, захватывающие и сами гранитоиды. Такие изменения свойственны и зонам экзо-эндоконтактов автомагматических брекчий. Уплотнения и изменения окраски пород (типа обжига), которые обычны для субвулканических тел (Коптев-Дворников и др., 1967), в экзоконтактах субинтрузивных гранитоидов не отмечались.

На контактах с порфирированными разновидностями субинтрузивных гранитоидов (с мелко- и среднезернистой основной массой) во вмещающих породах (автомагматических брекчиях, лавах, туфах, туфопесчаниках) наблюдались зоны ороговикования шириной до первых десятков метров. Порфирированные гранитоиды включают в различной степени перекристаллизованные ксенолиты с сохранившимися реликтовыми структурами пород. Таким образом, небольшая мощность зон ороговикования с незначительным развитием во вмещающих породах новообразованных минералов, характерных для роговиков низкотемпературной (альбит-эпидот-роговиковой) фации контактового метаморфизма, и отсутствие в этих зонах типичных контактовых роговиков отличают субинтрузивные порфирированные гранитоиды от гранитоидов интрузивных комплексов.

Таким образом, субинтрузивные гранитоиды, отличающиеся от оторванных по времени формирования гранитоидов интрузивных комплексов особенностями внутреннего строения тел, характером контактового воздействия на вмещающие породы и рядом других признаков, характеризуются тесной структурно-пространственной и временной связью с близкими по составу вулканитами, завершая формирование последовательного возрастного ряда пород: вулканиты собственно эффузивной и жерловой фаций → субвулканические породы → автомагматические брекчи → субинтрузивные гранитоиды. Это основание для вывода о принадлежности субинтрузивных гранитоидов к эффузивным формациям.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СУБИНТРУЗИВНЫХ ГРАНИТОИДОВ

Субинтрузивные гранитоиды представляют порфирированные и порфирированные породы, отвечающие по соотношению лейкократовых минералов гранодиорит-порфирам (приближающимся к кварцевым монцодиоритам, кварцевым монцонитам и гранитам), кварцевым монцонит-порфирам (близким к гранитам) и гранит-порфирам (Классификация и номенклатура..., 1975). Они содержат в полнокристаллической кварц-полевошпатовой основной массе около 50% идиоморфных, ксеноморфных (за счет резорбции), иногда брекчированных (в эндоконтактах тел) вкрапленников и их сростков. Кристаллизация преобладающей части вкрапленников, судя по отсутствию зависимости их размеров к контактам тел, происходила до поступления в камеру остывания.

Субинтрузивные гранитоиды имеют разнообразный минеральный состав вкрапленников, представленных плагиоклазами (от $85-80 \text{ An}$ до $32-20 \text{ An}$ в гранодиорит-порфирах и от $50-45 \text{ An}$ до $20-16 \text{ An}$ в гранит-порфирах); кали-натровыми полевыми шпатами (триклинные низкие и промежуточные ортоклазы); кварцем; моноклинным пироксеном (салит Wo_{40-45} , En_{40-44} , Fs_{8-13} , $n_p = 1,684-1,686$; $2V = 55-58^\circ$); ромбическим пироксеном (En_{71-75}

Fs₂₅₋₂₉, $n_p = 1,685 - 1,691$); бурой роговой обманкой ($n_q = 1,684$; $n_p = 1,665$); зеленой роговой обманкой ($n_q = 1,655 - 1,674$; $n_p = 1,634 - 1,656$); биотитом ($n_m = 1,644 - 1,650$ в гранодиорит-порфирах, $- 1,637 - 1,643$ в кварцевых монцонитах-порфирах, $- 1,626 - 1,628$ в гранит-порфирах); магнетитом. Процентное соотношение минералов вкрапленников варьирует в зависимости от состава пород (табл. 2).

Характерной особенностью субинтрузивных гранитоидов является то, что их вкрапленники и основная масса по соотношению лейкократовых минералов отвечают резко контрастным породам (Классификация и номенклатура..., 1945). Так, основная масса субинтрузивных гранитоидов любого состава соответствует a -гранитам, вкрапленники субинтрузивных гранодиорит-порфиров - диоритам, субинтрузивных кварцевых монцонитов - монцодиоритам, субинтрузивных гранит-порфиров - гранодиоритам.

Значительное количество вкрапленников разнообразного минерального состава, контрастного основной массе, указывает на длительность формирования вкрапленников. Кристаллизация вкрапленников происходила в неравновесных и прерывистых условиях, о чем свидетельствует: 1) наличие реликтов ранних генераций минералов; 2) широкий диапазон составов плагиоклазов с достаточным разрывом в составах соседних генераций; 3) наличие различных типов зональности плагиоклазов, в том числе пятнистой (Wance, 1965); 4) присутствие сложных сростков разноименных и разновременных минералов, иногда окруженных поздней единой плагиоклазовой каймой, и другие признаки. Сказанное можно проиллюстрировать примером минералов вкрапленников различных генераций в гранодиорит-порфирах района Байназарской кольцевой структуры (табл. 3).

В процессе длительной и многостадийной кристаллизации вкрапленников составы различных минералов изменяются во времени не одинаково. Наибольшая степень изменения во времени составов проявлена в плагиоклазах. Составы других минералов от ранних генераций к поздним изменяются незначительно. Так, по данным Е.Б. Яковлевой и О.В. Парфеновой (1973), железистость ромбических пироксенов в субинтрузивных гранодиорит-порфирах района Топарского массива увеличивается на 5, моноклиновых пироксенов - на 4, биотитов - на 2%. Длительная кристаллизация вкрапленников в субинтрузивных гранитоидах приводит к образованию кислого остаточного магматического расплава, обогащенного летучими компонентами, который кристаллизовался в виде полнокристаллической кварц-полевошпатовой основной массы. Судя по увеличению степени кристалличности основной массы при удалении от контакта тел (от микрофельзитовых до мелко-, а иногда и среднезернистых структур), формирование ее происходило в камере остывания. Полнокристаллическая кварц-полевошпатовая основная масса субинтрузивных гранитоидов характеризуется неоднородным строением, выражающимся в совместном развитии различных типов микроструктур: микрофельзитовой, фельзитовой, нойкилитовой, наиболее характерной - микрографической, псевдосферолитовой, микрогранитовой. Участки основной массы, различающиеся микроструктурами и преобладанием либо кварца, либо кали-натрового полевого шпата, имеют форму округлых и неправильной формы пятен, линз или полос, образуя (особенно в порфировых разностях) псевдопятнистую или псевдополосчатую текстуры.

В петрографическом облике субинтрузивных гранитоидов наряду с определенной спецификой отмечается и сходство с предшествующими вулканитами, выражающее преемственность условий формирования этих пород. Общей характерной особенностью типичных вулканитов, автомагматических брекчий и субинтрузивных гранитоидов является порфировое сложение, указывающее на существование резкой смены условий начальных этапов кристаллизации пород, когда появляются вкрапленники, и конечных, приведших к формированию основной массы. Вместе с тем различие содержаний и составов вкрапленников в сравниваемых породах свидетельствует о неодинаковой длительности начальных этапов формирования вкрапленников. В типичных вулканитах (в том числе и в по-

Таблица 2

Количественный минеральный состав субинтрузивных гранитоидов

Порода, место взятия	Вкрапленники (в %) от общего состава пород						Основная масса (в %) от общего состава пород			Основная масса (в %)
	кварц	кали-нат- ровый полевой шпат	плаггио- клаз	пироксен роговая обманка	биотит	магне- тит	кварц	кали-нат- ровый полевой шпат	плаггио- клаз	
Гранит-порфиры; Южный Кызыл- жал (10)**	$\frac{6,7-22,6}{16,5^*}$	$\frac{2,6-10,3}{7,0}$	$\frac{11,3-23,4}{16,3}$		$\frac{0,8-7,8}{2,8}$	$\frac{0,2-0,8}{0,5}$	$\frac{18,2-22,8}{20,6}$	$\frac{27,1-33,5}{30,5}$	$\frac{5,5-6,3}{5,8}$	$\frac{52,9-62,4}{56,9}$
Кварцевые мон- цонит-порфиры; Бертыский массив (8)	$\frac{0,9-2,6}{1,7}$	$\frac{6,7-20,5}{15,3}$	$\frac{25,7-34,3}{29,5}$	$\frac{0,7-4,2}{2,0}$	$\frac{1,4-5,2}{3,2}$	$\frac{0,3-1,8}{1,1}$	$\frac{14,7-17,4}{16,6}$	$\frac{22,4-30,0}{26,0}$	$\frac{2,8-5,2}{4,6}$	$\frac{39,9-52,3}{47,2}$
Гранодиорит- порфиры; район массива Топар (4)	$\frac{0-2,5}{1,5}$	$\frac{0-1,3}{0,6}$	$\frac{37,6-42,4}{40,6}$	$\frac{1,0-3,1}{2,1}$	$\frac{3,4-5,6}{4,6}$	$\frac{0,3-2,9}{1,4}$	$\frac{16,8-20,5}{18,5}$	$\frac{24,0-25,2}{24,7}$	$\frac{5,2-7,1}{6,0}$	$\frac{48,4-50,6}{49,2}$

* В числителе дроби даны пределы колебаний, в знаменателе - среднее.
** В скобках - среднее из соответствующего количества анализов.

Таблица 2 (окончание)

Порода, место взятия	Пересчитанные на 100%								
	Лейкократовые минералы			Вкрапленники лейкократовых ми- нералов			Основная масса		
	кварц	кали-нат- ровый полевой шпат	плаггио- клаз	кварц	кали-нат- ровый полевой шпат	плаггио- клаз	кварц	кали-нат- ровый полевой шпат	плаггио- клаз
Гранит-порфиры; Южный Кызыл- жал (10)	$\frac{26,8-44,4}{38,4}$	$\frac{33,4-39,8}{38,8}$	$\frac{16,8-29,2}{22,2}$	$\frac{16,7-57,8}{41,6}$	$\frac{7,6-25,1}{17,5}$	$\frac{25,7-67,5}{40,9}$	$\frac{34,8-36,9}{36,2}$	$\frac{53,0-54,9}{53,6}$	$\frac{9,8-10,8}{10,2}$
	гранит			гранодиорит			α-гранит		
Кварцевые мон- цонит-порфиры; Бертыский массив (8)	$\frac{17,9-21,3}{19,4}$	$\frac{37,1-48,6}{44,1}$	$\frac{32,2-41,9}{36,5}$	$\frac{1,8-4,8}{3,5}$	$\frac{16,1-43,2}{32,1}$	$\frac{54,3-79,1}{64,4}$	$\frac{33,3-36,8}{35,1}$	$\frac{53,5-57,4}{55,1}$	$\frac{7,0-10,7}{9,8}$
	кварцевый монцонит			монодиорит			α-гранит		
Гранодиорит- порфиры; район массива Топар (4)	$\frac{21,1-22,0}{21,8}$	$\frac{25,8-28,0}{27,4}$	$\frac{49,9-52,2}{50,8}$	$\frac{0-6,2}{3,6}$	$\frac{0-2,9}{1,3}$	$\frac{93,1-100,0}{95,1}$	$\frac{34,5-40,5}{37,6}$	$\frac{47,4-51,5}{50,2}$	$\frac{10,7-14,6}{12,2}$
	гранодиорит			диорит			α-гранит		

родах субвулканической фации), судя по незначительному количеству вкрапленников (до 15%), обычно близких по составу к подобным минералам основной массы, начальные этапы формирования вкрапленников были непродолжительны, а в афировых разностях отсутствовали. Это объясняется быстрым продвижением магматического расплава к поверхности в связи с высокой тектонической активностью и ранним отделением преобладающих среди летучих магмофобных компонентов, растворимость которых в кислых расплавах возможна лишь при очень высоких давлениях (Маркушев, Яковлева, 1975). Автомагматические брекчии и субинтрузивные гранитоиды отличает значительная длительность и неравновесность процесса кристаллизации на ранних этапах. В результате количество вкрапленников в брекчиях и гранитоидах достигает 50% объема породы, а состав вкрапленников разнообразен и контрастен составу основной массы. Это связано с особенностями режима флюидов, в составе которых увеличивается роль магмофильных газовых компонентов, характеризующихся высокой растворимостью в кислых расплавах. Кристаллизация вкрапленников происходила в промежуточных магматических камерах, возможность существования которых подтверждается пространственной приуроченностью тел автомагматических брекчий и субинтрузивных гранитоидов к древним кальдерам, взаимосвязь которых с такими камерами предполагают многие исследователи (Мархинин, 1964 и др.). Неравновесность кристаллизации вкрапленников в этих породах, с которой связана сохранность реликтов ранних генераций минералов, обусловлена незначительными нарушениями условий формирования рассматриваемых пород вследствие продолжающихся тектонических импульсов. Вкрапленники субинтрузивных гранитоидов и автомагматических брекчий весьма сходны по минеральному составу, по характеру смены ассоциаций минералов во времени (см. табл. 3) и по химическому составу минералов, что свидетельствует о едином характере и одинаковой направленности условий кристаллизации этих пород на начальных стадиях. Вместе с тем вкрапленники субинтрузивных гранитоидов отличаются более полным развитием минералов поздних генераций, что, по-видимому, является следствием неодинакового режима летучих компонентов при образовании этих пород, когда более длительное удерживание их в магматическом расплаве (субинтрузивные гранитоиды) способствовало кристаллизации в них минералов поздних генераций.

Возрастание величины железистости биотитов (табл. 4) в ряду типичные вулканы → автомагматические брекчии → субинтрузивные гранитоиды свидетельствует о кристаллизации этих пород на фоне некоторого понижения скорости охлаждения и кислородного потенциала, что подтверждается присутствием в субинтрузивных гранитоидах магнетитов с меньшим содержанием в них оксидов титана и магния (на 0,5–1%) по сравнению с автомагматическими брекчиями.

Таблица 3

Сравнительная характеристика породообразующих минералов-вкрапленников различных генераций в автомагматических брекчиях дацитового состава и гранодиорит-порфирах района Байназарской кольцевой структуры

Степень генерации	Автомагматические брекчии дацитового состава	Степень генерации	Гранодиорит-порфиры
Минералы первой генерации	Плагноклаз - I, 86-83 Ап, законы двойникования альбитовый, карлсбадский, аклиновский, 2V = -82-86°. Лейсты с соотношением длины к ширине 5:1, зерна овальной формы размером 0,1 мм Включения в плагноклазе ромбическом-II, плагноклазе - II, роговой обманке.		

Таблица 3 (продолжение)

Степень генерации	Автоматические брекчи дацитового состава	Степень генерации	Гранодиорит-порфиры
Минералы второй генерации	<p><u>Плаггиоклаз-II</u>, 81-75 An, законы двойникования альбитовый, карлсбадский, альбит-карлсбадский. Лейсты с соотношением длины к ширине 3:1, размер 0,1 мм. Включения в пироксенеромбическом-II, роговой обманке.</p> <p><u>Пироксен ромбический - I</u> (гиперстен), $2V = -66^\circ$, $cNg = 0$. Каплевидные выделения размером 0,1 мм. Включения в плаггиоклазе-III и плаггиоклазе-IV</p> <p><u>Пироксен моноклинный</u>, $Wo_{47}En_{36}Fs_{17}$, $2V = 56^\circ$, $cNg = -49^\circ$, $n_g = 1,723$; $n_p = 1,693$. Зерна угловатой формы размером до 0,8 мм, со слабо зеленоватой окраской. Включения в пироксене ромбическом-II</p>	Минералы первой генерации	<p><u>Плаггиоклаз-I</u>, >60 An (судя по полоске Бекке в сравнении с плаггиоклазом-II). Овальные зерна размером 0,1 мм. Включения в плаггиоклазе-II и плаггиоклазе-III.</p> <p><u>Пироксен ромбический</u>, $cNg = 0$. Идиоморфные кристаллы размером 0,1 мм, плеохроирующие в слабо розоватых тонах. Включения в пироксене моноклинном, в роговой обманке.</p> <p><u>Пироксен моноклинный-I</u>, оптически положительный. Идиоморфные, иногда овальные зерна размером 0,3 мм, со слабо зеленоватой окраской. Включения в плаггиоклазе-II, в роговой обманке - II</p>
Минералы третьей генерации	<p><u>Плаггиоклаз-III</u>, 60-42 An, законы двойникования альбитовый, карлсбадский. Аномальные голубые и желтоватые интерференционные окраски. Ксеноморфные зерна размером 0,5-1 мм.</p>	Минералы второй генерации	<p><u>Плаггиоклаз-II</u>, 60-33 An, законы двойникования альбитовый, альбит-карлсбадский, $2V = +78 - +81^\circ$ (для плаггиоклазов 60-50 An) и $-82-85^\circ$ (для плаггиоклазов 44-33 An), $S_T = 0,75-0,45$; аномальные голубые и буроватые интерференционные окраски; таблитчатые кристаллы размером 0,4-0,7 мм, иногда до 1,2 мм.</p> <p><u>Пироксен моноклинный-II</u>, $Wo_{45}En_{42}Fs_{23}$, $cNg = 49^\circ$; $2V = 55^\circ$. Зерна правильной или угловатой формы размером до 1,5 мм.</p>
	<p><u>Пироксен ромбический-II</u> (гиперстен), $n_g = 1,695$; $n_p = 1,685$; $2V = -70-72^\circ$; $cNg = 0$. Идиоморфные кристаллы размером 0,5 мм, плеохроирующие в слабозеленоватых тонах. Включения в плаггиоклазе-IV</p>		<p><u>Роговая обманка-I</u>, плеохроирует от зеленой (по Ng) через грязно-зеленую (по Nm) до зеленоватой-желтой (по Np); $n_g = 1,674$; $n_p = 1,656$; $2V = -80^\circ$. Короткопризматические кристаллы размером 1,5-2 мм. Сrostки с плаггиоклазом-II.</p>

Таблица 3 (окончание)

Степень генерации	Автоматические брекчи дацитового состава	Степень генерации	Гранодиорит-порфиры
Минералы третьей генерации	<p><u>Роговая обманка</u> плеохроирует от буровато-коричневой (по N_g) через зеленовато-коричневую (по N_m) до светло-коричневой (по N_p), $n_g = 1,684$; $n_p = 1,664$; $2V^g = -70^\circ$. Удлиненные кристаллы размером в среднем 0,5-0,6, иногда до 1,7 мм.</p> <p><u>Биотит-I</u> плеохроирует от темно-коричневого (по N_g) через коричневый (по N_m) до светло-коричневого-желтого (по N_p). Чешуйки часто овальной формы, размером 0,1 мм. Включения в плагиоклазе-IV и сростки в плагиоклазе-III.</p>	Минералы второй генерации	<p><u>Роговая обманка-II</u>, плеохроирует от густо зеленовато-коричневой (по N_g) через грязно-зеленовато-коричневую (по N_m) до светло-коричневой (по N_p); $n_g = 1,684$; $n_p = 1,665$; $2V = -86^\circ$.</p> <p>Включения в плагиоклазе-III.</p> <p><u>Биотит-I</u>, плеохроирует от темно-коричневого (по N_g) до слабо желтоватого (по N_p). Чешуйки размером 0,1 мм. Включения в плагиоклазе-III.</p> <p><u>Кали-натровый полевой шпат-I</u>, буроватый (за счет пелитизации). Корродированные зерна размером 0,2-0,5 мм. Включения в роговой обманке-I, кали-натровом полевом шпате-II.</p>
Минералы четвертой генерации	<p><u>Плагиоклаз-IV</u>, 32-20 A_n, законы двойничкования альбитовый, альбит-карлсбадский, аклиновыи. Аномальные голубоватые и желтоватые цвета интерференции. Таблицы размером 1,2 мм и их осколки.</p> <p><u>Биотит-II</u>, плеохроирует от буровато-коричневого (по N_g) через коричневый (по N_m) до желтоватого, почти бесцветного (по N_p), $n_m = 1,638$. Погасание часто волнистое. Чешуйки размером 1,3 мм, часто изогнутые, скрученные и растащенные по спайности. Сростки с плагиоклазом-IV.</p> <p><u>Кали-натровый полевой шпат-триклинный высокий ортоклаз</u>; $2V = -60^\circ$; $S_T = 0,4$; $\Delta = 0,15$. Призматические кристаллы размером в среднем 0,5 мм.</p>	Минералы третьей генерации	<p><u>Плагиоклаз-III</u>, 30-22 A_n, законы двойничкования альбитовый, карлсбадский и альбит-карлсбадский; $2V = -85-82^\circ$; $S_T = 0-0,3$; нормальная зональность, аномальные голубые и буровые цвета интерференции. Широкопластинчатые зерна размером до 3 мм. Включения в кали-натровом полевом шпате-II.</p> <p><u>Биотит-II</u>, плеохроирует от темно-коричневого (по N_g) до слабо желтоватого (по N_p); $n_m = 1,644$. Чешуйки размером до 1,5 мм, часто деформированные и скрученные, частично хлоритизированные.</p> <p><u>Кали-натровый полевой шпат-II</u>, сильно пелитизирован, зональное расположение пелитового вещества подчеркивает первичную зональность с количеством зон до трех. Призматические кристаллы размером 1,5-2 мм.</p> <p><u>Кварц</u>, волнистое погасание, аномальная двуосность ($2V = 6-11^\circ$).</p> <p>Корродированные зерна размером 0,2 мм, близкие к правильной гексагональной форме (1-1,5 мм). Наиболее крупные (до 3 мм) часто трещиноваты и растащены.</p>

Таблица 4

Показатели преломления (n_m) и общая железистость (f'')* биотитов субинтрузивных гранитоидов и ассоциирующих с ними пород

Место взятия	Порода	Показатель преломления, n_m	Общая железистость, f''
Район массива Топар	Субвулканические андезитодацитовые порфириды	1,634	32
	Автомагматические брекчии андезитодацитовые	1,640	38
	Гранодиорит-порфиры	1,645-1,648	42-46
Массив Сарысен	Автомагматические брекчии андезитодацитовые	1,643	40
	Гранодиорит-порфиры	1,660	47
Район Байназарской кольцевой структуры	Автомагматические брекчии дацитовые	1,638	37
	Гранодиорит-порфиры	1,644	41
Район массива Кокдомбак	Трахи-липаритовые порфиры	1,617	17
	Автомагматические брекчии трахи-дацитовые	1,620	19
	Кварцевые монзонит-порфиры	1,643	40
Бертыский массив	Автомагматические брекчии трахи-липаритовые	1,618	18
	Кварцевые монзонит-порфиры	1,637	34
	Гранит-порфиры	1,626	25
Район Карашинской мульды	Трахи-липаритовые порфиры	1,622	20
	Гранит-порфиры	1,626	25
Район горы Южный Кызылжал	Автомагматические брекчии трахи-липаритовые	1,626	25
	Гранит-порфиры	1,628	27

* При определении общей железистости (f'') использован график О.Н. Вольшиа и др. (1967 г.).

Неодинаковая длительность и характер кристаллизации вкрапленников в типичных вулканитах, автомагматических брекчиях и субинтрузивных гранитоидах обусловили различие в составах, микроструктурах и текстурах их основной массы. В типичных вулканитах андезитового состава (в том числе и в породах субвулканической фации) кристаллизация незначительного количества вкрапленников существенно не повлияла на состав их остаточного расплава, и в первично стекловатой основной массе разливалось значительное количество микролитов тех же минералов, что и их вкрапленники. Сферолитовые структуры и флюидальные текстуры, связанные с ликвидацией магматического расплава, свойственны лишь существенно липаритовым лавам (Петрографические критерии..., 1963). В автомагматических брекчиях андезитодацитового состава и субинтрузивных гранодиорит-порфирах длительное формирование вкрапленников привело к образованию кислого по составу и обогащенного магмофильными компонентами остаточного магматического расплава, который вследствие неодинакового режима лутучих на поздних этапах образования пород (о чем уже упоминалось нами) застывал либо в виде стекловатой основной массы с первичной витрофировой или сферолитовой структурой (автомагматические брекчии), либо кристаллизовался в мелко-среднезернистый кварц-полевощпатовый агрегат (субинтрузивные гранитоиды). Неоднородное строение основной массы вследствие ликвации магматического расплава, типичное для автомагматических брекчий, столь же характерно и для субинтрузив-

ных гранитоидов, где проявлено в виде псевдопятнистой или псевдополосчатой текстуры. Возрастание степени неоднородности основной массы в последовательном ряду пород (типичные вулканиды → автомагматические брекчии → субинтрузивные гранитоиды), по-видимому, связано с эволюцией во времени состава магматического расплава в сторону концентрации калия и фтора, несовместимость которых приводит к ликвации (Маракушев, Яковлева, 1975).

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СУБИНТРУЗИВНЫХ ГРАНИТОИДОВ

По данным химических анализов (табл. 5), субинтрузивные гранитоиды представляют породы среднего ($\text{SiO}_2 = 61-66\%$), умеренно кислого ($\text{SiO}_2 = 66-67\%$) и кислого ($\text{SiO}_2 = 67-74\%$) составов с повышенным содержанием суммы щелочей (соответственно 6,3-6,9, 7,6-8,9, 7,2-8,5%) и отношением K_2O к Na_2O соответственно 0,9-1,4; 1,4-1,5; 0,9-1,4.

Сравнение субинтрузивных гранитоидов с одновозрастными и предшествующими им по времени вулканидами по химизму показывает их близость, что подтверждает вывод о тесной связи, сделанный на основании геолого-петрографических данных. В то же время положение субинтрузивных гранитоидов в конце последовательного ряда сменяющихся во времени пород (типичные вулканиды → автомагматические брекчии → субинтрузивные гранитоиды) дает основание рассматривать их петрохимические особенности как результат эволюции магматического расплава на определенном этапе вулканического процесса. Судя по петрохимическим данным (см. табл. 5), эволюция химизма магматического расплава среднего и кислого составов была неодинаковой.

В породах среднего состава рассматриваемого ряда (районы массивов Каракемер, Сарюлең, Жетымшокинский и Топарс) повышение содержания кремнекислоты (на 6%) сопровождается накоплением щелочей (на 1 - 2%), увеличением отношения $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$ (от 0,8 до 1,3), уменьшением суммы окислов железа (на 2 - 3%), магния (на 1 - 2%), кальция (на 0,3%). Такое поведение породообразующих окислов, которое находит отражение в постепенном изменении во времени коэффициентов калиевости (с 0,44 до 0,58), алгаитности (с 0,37 до 0,61) и щелочности (с 0,56 до 2,17), характерно для дифференцированного ряда известково-щелочных пород. По соотношению содержания кремнекислоты и щелочей сравниваемые породы среднего состава располагаются по параболе (ρ , близкое 2,3 - среднекаменноугольные и 2,8 - средневерхнекаменноугольные), построенной А. Ритманом (1964) по эмпирическому уравнению $(\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O})^2 : (\text{SiO}_2 - 43)$, где ρ - показатель родства, т.е. они отвечают дифференциатам непрерывного известково-щелочного ряда.

Гомодромный характер эволюции химизма в ряду пород среднего состава иногда несколько нарушается в субинтрузивных гранитоидах поздних фаз многофазных массивов (Каракемер и др.) за счет уменьшения кремнекислоты (на 3%), и незначительного увеличения суммы окислов железа, окислов алюминия, кальция, магния (см. табл. 5). Возможно, нарушение гомодромности эволюции химизма в субинтрузивных гранитоидах поздних фаз многофазных массивов связано с гибридным, что согласуется с геологическими данными об относительно высокой способности этих пород к переработке ксенолитов.

В отличие от пород среднего состава, где четко проявляется гомодромный характер эволюции химизма пород во времени, нарушающийся лишь в субинтрузивных гранитоидах поздних фаз многофазных массивов, в породах кислого и умеренно кислого составов аналогичных последовательных рядов отмечается иное поведение породообразующих окислов. В ряду кислых пород, заканчивающихся субинтрузивными гранит-порфирами (районы г. Южный Кызылжал и Карашинской мульды), имеет место некоторое нарушение слабо выраженной тенденции к гомодромной эволюции химизма. Это выражается в том, что в автомагматических брекчиях, занимающих промежуточное положение в таком ряду кислых пород по сравнению с предшествующими лавами, наблюдается понижение

содержаний кремнекислоты (на 3%) и незначительное накопление окислов алюминия, кальция, магния, а субинтрузивные гранит-порфиры, заканчивающие рассматриваемый ряд пород, отличаются от предшествующих автомагматических брекчий и лав несколько повышенными содержаниями кремнекислоты, более высоким отношением $K_2O : Na_2O$ (1,4) и пониженными — суммы окислов железа, окислов алюминия, магния, кальция. При этом сумма щелочей (8 — 8,2%) в таком ряду остается практически постоянной и колебания коэффициентов калиевости, агпаитности и общей щелочности невелики (см. табл. 5).

В ряду кислых — умеренно кислых пород, заканчивающихся субинтрузивными порфиroidными кварцевыми монцонитами (районы массивов Кокдомбак и Бертыский), отмечаются, с одной стороны, направленность эволюции химизма кварцевых монцонитов в сторону понижения кремнекислоты (на 5%), сопровождающегося незначительным накоплением суммы окислов железа (на 1,5%), окислов алюминия, кальция и магния (см. табл. 5), а с другой — повышение суммы щелочей (на 1%) с увеличением отношения $K_2O : Na_2O$ от 1,1 до 1,5.

Такое поведение породообразующих окислов в рядах последовательно сменяющихся во времени пород кислого и умеренно кислого составов дает возможность предполагать, что на эволюцию химизма кислых расплавов кроме процессов магматической дифференциации, по-видимому, влияли и другие факторы, анализ которых на данной стадии исследования затруднен и требует дальнейшей проверки на большем количестве химических анализов со статистической оценкой значимости различий содержаний окислов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Среди верхнепалеозойских магматических образований Центрального Казахстана выделяется достаточно многочисленная группа разновозрастных полнокристаллических пород порфиroidного и порфиroidного сложения гранитоидного состава — субинтрузивные гранитоиды. Они слагают разнообразные по форме и размерам тела и иногда имеют внешнее сходство либо с гранитоидами интрузивных комплексов, либо с субвулканическими породами. Этим объясняется сложность определения их формационной принадлежности.

2. Субинтрузивные гранитоиды характеризуются тесной структурно-пространственной связью с близкими по составу вулканитами, завершая формирование последовательного возрастного ряда пород: вулканыты собственно эффузивной и жерловой фаций → субвулканические породы → автомагматические брекчи → субинтрузивные гранитоиды. Это позволяет рассматривать субинтрузивные гранитоиды как дифференциаты магматического расплава на определенном этапе вулканического процесса и служит основанием для вывода о принадлежности этих пород к конкретным эффузивным формациям (эффузивным комплексам).

3. Ассоциации субинтрузивных гранитоидов и автомагматических брекчий, характеризующиеся чертами, типичными для вулкано-плутонических формаций (по Е.К. Устиеву, 1963, единством структур, генетическим родством, близко-одновременным формированием и др.), не следует выделять в качестве самостоятельных формаций, так как они органически входят в состав эффузивных комплексов (конкретных эффузивных формаций), являясь их составной частью, и представляют характерную особенность позднеорогенного вулканизма Центрального Казахстана.

4. Особенности магматического расплава на определенном этапе вулканизма (повышенное содержание щелочей, особенно калия, и летучих компонентов) как результат длительной эволюции магмы в связи с предшествовавшим формированием вулканогенных толщ, связанных с ними субвулканических тел и автомагматических брекчий, обусловили своеобразие петрографического облика субинтрузивных гранитоидов и их петрохимические черты.

5. Субинтрузивные гранитоиды как разновидность вулканических образований следует отличать от пород субвулканической фации, с которыми они иногда

имеют внешнее сходство. Основным признаком самостоятельности субвулканических и субинтрузивных образований является существование временного разрыва между их формированием. Этот разрыв фиксируется прорыванием субвулканических тел автомагматическими брекчиями, которые предшествуют субинтрузивным гранитоидам. Субвулканические породы и субинтрузивные гранитоиды — это дифференциаты магматического расплава на разных этапах вулканического процесса. Петрографические признаки, отличающие субинтрузивные гранитоиды от субвулканических пород, следующие: 1) большая степень порфиrowости, 2) более разнообразный минеральный состав вкрапленников, контрастный составу основной массы, 3) сохранность реликтов ранних генераций минералов во вкрапленниках, 4) более железистые биотиты, 5) полнокристаллические структуры и неоднородное сложение основной массы. Субинтрузивные гранитоиды отличаются от субвулканических пород более высокими отношениями $K_2O:Na_2O$ и рядом других петрохимических черт. Разнообразие морфологии тел и их своеобразные инъекционные контакты, отличающие эти гранитоиды от субвулканических пород, связаны, по-видимому, с большей подвижностью магматического расплава.

6. Геолого-петрографические особенности субинтрузивных гранитоидов, обусловленные тесной структурно-пространственной и временной связью этих пород с близкими по составу вулканитами, и в той или иной степени свойственные этим вулканитам, являются признаками отличия субинтрузивных гранитоидов от гранитоидов интрузивных комплексов. К геологическим признакам субинтрузивных гранитоидов, отличающим субинтрузивные гранитоиды от гранитоидов интрузивных комплексов, относятся: 1) разнообразие форм тел, 2) зависимость морфологии тел от возраста вмещающих вулканитов, 3) укрупнение тел с увеличением мощности вулканогенных толщ, 4) инъекционный характер контактов с маломощными и протяженными апофизами во вмещающие породы, 5) выдержанность порфировых и порфиrowидных структур в пределах тел, 6) слабое развитие жильной серии, отсутствие пегматитов и грейзенов, 7) иной характер эволюции структур в породах последовательных фаз в многофазных массивах (увеличение кристалличности основной массы), 8) отсутствие или малая степень контактового воздействия на вмещающие породы с образованием зон оргоговикования небольшой мощности, где незначительно развиты новообразованные минералы, характерные для роговиков низкотемпературной (альбит-эпидот-роговиковой фации) контактового метаморфизма. Петрографическими признаками субинтрузивных гранитоидов, позволяющими отличать эти породы от гранитоидов интрузивных комплексов, являются: 1) выдержанность порфирового сложения, 2) контрастность минерального состава вкрапленников и основной массы, 3) маложелезистые биотиты, 4) повышенное содержание магнетита, 5) сохранность реликтов ранних генераций минералов во вкрапленниках, 6) неоднородное сложение основной массы.

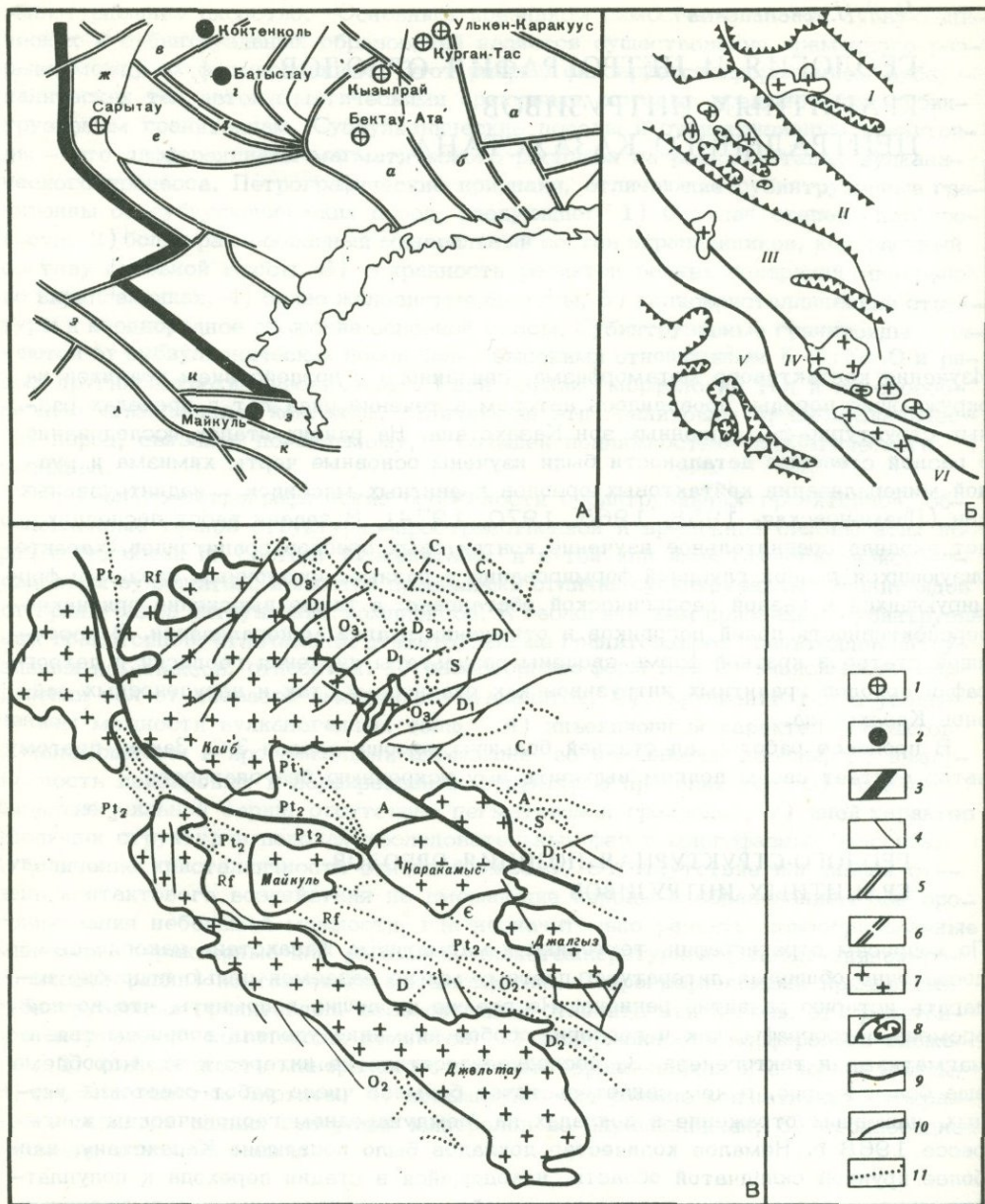
ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ ОРЕОЛОВ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИВОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Изучение контактового метаморфизма, связанного с воздействием гранитов на окружающие породы, проводилось автором в течение ряда лет в пределах разных структурно-формационных зон Казахстана. На ранних этапах исследований с разной степенью детальности были изучены основные черты химизма и рудной минерализации контактовых ореолов гранитных массивов и надинтрузивных зон (Пламеневская, 1958, 1965, 1970, 1974). В задачи работ последних лет входило сравнительное изучение контактовых ореолов гранитоидов, характеризующихся разной глубиной формирования и разным эрозионным срезом и формирующихся в разной геологической обстановке, а также выяснение признаков перспективности полей роговиков в отношении рудной минерализации. В настоящей статье в краткой форме сведены результаты изучения геологии и петрографии ореолов гранитных интрузивов как рудоносных, так и нерудоносных районов Казахстана.

В процессе работы над статьей большую помощь оказал З.С. Закин, поэтому автор считает своим долгом выразить ему искреннюю благодарность.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ ОРЕОЛОВ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИВОВ

По вопросам стратиграфии, тектоники и магматизма Казахстана накопилась достаточно обширная литература, поэтому мы не задаемся целью подробно излагать историю развития региона. Но все же не лишне вспомнить, что во все времена петрографы, как и геологи, особое внимание уделяли вопросам связи магматизма и тектогенеза. За последнее десятилетие интерес к этой проблеме еще более возрос, о чем свидетельствует большое число работ советских ученых, нашедших отражение в докладах на Международном геологическом конгрессе 1968 г. Немалое количество докладов было посвящено Казахстану, наиболее крупной складчатой области, находящейся в стадии перехода к полуплатформенному состоянию и характеризующейся пространственными совмещениями разновременных интрузивных комплексов и разнообразной рудной минерализации. Наиболее приемлемой для наших целей является схема структурного районирования Казахстана, по Р.А. Борукаеву и Г.Ф. Ляпичеву (1968), на которую и нанесены изученные нами объекты (фиг. 1, а). Гранитоидный магматизм особенно широко проявлен в полициклически развивающихся зонах, которые в то же время наиболее интересны в отношении эндогенной рудной минерализации. В целом вне зависимости от возраста гранитных интрузивов их экзоконтактовые и надинтрузивные зоны в наиболее эродированных участках поднятий и антиклинориев сложены более древними образованиями по сравнению с прогибами, синклинориями, мульдами и впадинами. В Юго-Западном Прибалхашье гранитоиды каледонского тектоно-магматического цикла локализованы в периферических частях сложно построенных и длительно формирующихся мобильных зон разломов глубинного заложения, а граниты герцинского — приурочены к восточной и северной границам каледонской Кокчетав-Северо-Тяньшанской складчатой системы, переработанным в связи с вариссийским тектогенезом. В каледони-



Фиг. 1. Схемы тектонического районирования Казахстана
 А — местоположение изученных объектов на тектонической схеме Центрального Казахстана, по Г.Ф. Ляпичеву (1968)

Джунгаро-Балхашская вариссийская складчатая система: *a* — поздневариссийские эвгессинклинальные поликлические зоны со значительной ролью осадочных формаций и интенсивным проявлением орогенного магматизма; *b* — то же с интенсивным проявлением и начального базальтового магматизма; *в* — ранневариссийские эвгессинклинальные поликлические зоны с преобладающей ролью магматических формаций, интенсивным проявлением орогенного магматизма и со значительной ролью осадочных формаций; *г, д* — то же со значительной ролью начального магматизма; *е, ж* — ранневариссийские миогеосинклинальные полициклические структурно-формационные зоны, пережившие режим, близкий срединным массивам. Кокчетав-Северо-Тяньшанская каледонская складчатая система: *з* — эвгессинклинальные полициклические зоны со значительной ролью осадочных формаций и интенсивным проявлением начального базальто-

дах гранитные крупные интрузивы (фиг. 1, б, в) располагаются в пределах срединных частей поднятий или "глыб", а мелкие — в поднижних зонах (Коптев-Дворников и др., 1960, 1962). Например, Каибский массив занимает площадь несколько более 1000 км², в то время как площади, занятые под гранитами Каракамыского, Джалгызского и Майкульского массивов, в два-три раза меньше. Время становления этих массивов падает приблизительно на середину герцинского тектоно-магматического цикла. Представлены массивы почти изометричными в плане телами, несколько вытянутыми в широтном направлении, и располагаются среди древних толщ протерозоя и рифея (фиг. 2, б). В районе этих массивов преобладают геологические структуры и разломы северо-западного и широтного направления, отражающие направления главных структур, на пересечении которых они находятся: позднекаледонских миогеосинклинальных моноциклических Джелтауской, Атасу-Бурунтавской и эвгеосинклинальной полициклической — Чу-Илийской. Рудная минерализация проявлена в районе Каракамыса (вольфрам) и Майкуля (олово).

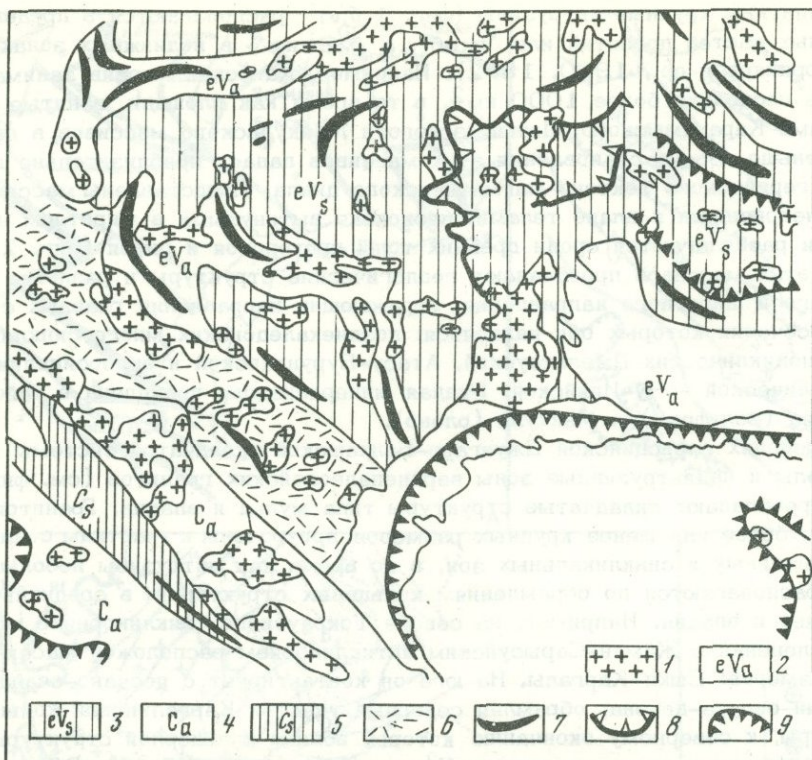
В пределах варисцидской Джунгаро-Балхашской складчатой системы изучены ореолы и надинтрузивные зоны верхнепалеозойских гранитов (см. фиг. 2). Здесь преобладают складчатые структуры типа мульд и впадин. Гранитоидные массивы более или менее крупных размеров приурочены к участкам сочленения антиклинальных и синклинальных зон, в то время как интрузивы небольших размеров располагаются по обрамлениям кольцевых структур и в срединных частях мульд и впадин. Например, на севере Токрауского синклиория в месте его сочленения с Жаман-Сарысуйским антиклинорием расположен массив крупных размеров: Ешки-Каргалы. На юге он контактирует с песчано-сланцевыми породами силура-девона, обрамляя северный участок Каргалинской кольцевой структуры, к северному окончанию которой вблизи кальдерной структуры субвулкана приурочен ореол интрузива Курган-Таса (1,5 × 3,5 км). Вмещающие его породы представлены вулканитами (С₁-С₂) и вторичными кварцитами, образовавшимися за счет последних. Заложен массив на стыке разломов северо-восточного и северо-западного простираний.

На северном окончании Токрауского синклиория расположена кольцевая структура гор Улькен-Каракуус, в пределах которой изучен ореол контакто-метаморфизованных пород вокруг интрузива малых размеров, составленного мелкозернистыми и среднезернистыми миароловыми гранитами с псевдосферо-

Окончание подписи к рис. 1

го магматизма; и, ж, л — миогеосинклинальные моноциклические зоны, пережившие тектонический режим, близкий срединным массивам

Б — гранитоидные массивы Юго-Западного Прибалхашья и геология их рам (по Марковой, 1960). I — Атасу-Моинтинское поднятие, II — Сасырлыкский прогиб, III — Бурунтавское поднятие, IV — Джалаир-Наймакская зона разломов, V — Чуйское поднятие, VI — Джелтавская глыба; В — геологическое строение ореолов гранитоидных интрузивов (по Марковой, 1960) С₁ — кремненные известняки, песчаники, мергели; D₁₋₃ — андезитовые порфириты, липаритовые порфириты, альбитофирры, туфы, конгломераты, красноцветные песчаники; S — конгломераты, песчаники, аргиллиты, известняки, горизонты вулканитов; O — зеленые песчаники, алевролиты, конгломераты, грубовалунные конгломераты, кремнистые аргиллиты, гинзы известняков; Cm — хлорито-серицитовые сланцы, порфиритоиды, кристаллические известняки, песчаники, конгломераты; Rf — диабазовые порфириты, мандельштейны, пестрые яшмы и песчаники; P_{t1-2} — кварцево-хлоритовые и тальк-хлоритовые сланцы, микрокварциты, кварц-графитистые сланцы, мраморы; А — гнейсы, гранито-гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы. 1 — изученные ореолы гранитоидных массивов; 2 — надинтрузивные зоны; 3 — границы складчатых систем; 4 — границы структурно-формационных зон; 5 — региональные разломы, совпадающие с границами зон; 6 — прочие разломы; 7 — гранитоидные массивы; 8 — границы прогибов, мульд; 9 — региональные разломы; 10 — разломы местного значения; 11 — границы пород



Фиг. 2. Связь гранитоидного магматизма со складчатыми структурами Казахстана (см. "Тектоническую карту Союза", 1964)

1 — гранитоидные массивы; 2 — антиклинальные зоны эвгеосинклинальной вариссийской складчатой области; 3 — синклиналильные зоны; 4 — антиклинальные зоны каледонской складчатой области; 5 — синклиналильные зоны; 6 — краевой вулканический пояс; 7 — антиклинали и антиклинории; 8 — границы внутренних впадин; 9 — мульды и наиболее прогнутые части впадин

литовыми и псевдомикропегматитовыми структурами эндоконтактовых фаций в контактах с вулканитами кислого состава, представленных некковой и субвулканической фациями.

Примерами надинтрузивных зон, приуроченных к вариссийской складчатой области, являются Коктенкольская и Батыстауская. Они имеют неодинаковое строение и сопровождаются разнообразными типами рудной минерализации (Пламеневская, 1965, 1974). Коктенкольская надинтрузивная зона расположена в пределах Успенской зоны смятия ранневариссийской полициклической структурно-формационной зоны. Батыстауская надинтрузивная зона имеет большую мощность, чем Коктенкольская зона.

Итак, если в пределах каледонид крупные герцинские интрузивы тяготеют к срединным частям поднятий, а мелкие — располагаются по периферии поднятий, то в пределах варисцид наиболее крупные массивы располагаются на сочленениях антиклинальных и синклиналильных зон, а небольшие тела занимают периферические части кольцевых структур.

Формирование герцинских гранитов в каледонской и вариссийской складчатых системах Казахстана проходило приблизительно на одних глубинах (2 — 4 км). Это привело к тому, что контактовые ореолы гранитов обеих возрастных групп характеризовались породами одинаковых температурных фаций контактового метаморфизма. Отличия в строении ореолов гранитных интрузивов этих складчатых систем состоят в том, что в каледонидах ореолы гранитных интрузивов сложены отложениями кембрия, рифея, протерозоя, иногда даже

Таблица 1

Геологический и радиологический возраст пород зон эндо- и экзоконтактов верхнепалеозойских гранитоидов

Зона	Породы	Радиологический возраст, млн. лет	Минералы
Жаман-Сарысуйский ангклинорий	1. Биотитовые роговики, образованные за счет метаморфических сланцев (силур)	296	Валовая проба
	2. Мусковитовый грейзен (пермь)	276-314	Мусковит
	3. Кварц-мусковитовая жила	297-300	"
	4. Рудный прожилок	280	Полевой шпат
	5. Биотитовые роговики по вулканитам девона	326*	Биотит
	6. Гранитоиды эндоконтактовой фации (карбон)	326*	"
	7. Граниты (пермь)	282-305	"
	8. Гранодиориты (карбон или девон?)	270*, 300* 294, 360	"
	9. Биотит-амфиболовые граниты (карбон?)	370, 356 363	"
	10. Биотитовые граниты (карбон?)	366	"
	11. Биотитовые туфы (девон?)	291	"
	12. Фельзит-порфиры (карбон или девон?)	316*	"
Токрауский синклинорий	13. Аплитовидные и микропегматитовые граниты (пермь?)	274*, 292* 296*, 284*	Валовая проба
	14. Игнимбритоподобные породы (карбон?)	312*, 302*	То же
	15. Сферолитовые порфиры некка (карбон?)	274*	"
	16. Гранофиры субвулкана (карбон?)	278*, 286*	"
	17. Вторичные кварциты по вулканитам карбона (?)	336*	"

* Материалы автора, остальные цифры даны по Каталогу определений... (1970).

архея, в то время как ореолы варисцид представлены отложениями карбона, девона и отчасти силура. При этом в первом случае первоначальные изменения вмещающих пород, предшествующие внедрению герцинских гранитов, характеризовались фациями высоких ступеней метаморфизма, во втором же - средними и низкими ступенями метаморфизма.

Из данных табл. 1 видно, что радиологический возраст гранитов и вмещающих их контактово-метаморфизованных пород практически одинаков. Это связано не с действительно близкими их возрастaми, а с температурным влиянием гранитов на соотношения K_{40} и Ar в окружающих породах.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ПОРОД ЭНДО-ЭКЗОКОНТАКТОВ

Геолого-петрографические исследования контактов гранитных интрузивов проводились на основе результатов более ранних наших работ по гранитоидам Казахстана (Пламеневская, 1958, 1965). Эти данные были дополнены материалом петрологических исследований зон эндо- и экзоконтактов гранитных интрузивов, расположенных в разных структурно-формационных зонах и имеющих неодинаковое строение, состав и эрозионный срез. Наиболее обнаженные участки контактов картировались на аэрофотооснове. В пределах каледонид исследованы контакты позднекаледонских гранитоидов Джельтау с вулканитами девона и средне-позднегерцинских гранитов массивов Джалгыз, Каракамыс и Майкуль с хлорито-серицитовыми сланцами, песчаниками и кристаллическими известняками кембрия, микрокварцитами, кварцево-графитистыми сланцами, пестрыми яшмами, песчаниками рифея и протерозоя, гранито-гнейсами архея.

В Северном Прибалхашье изучены контакты позднегерцинских гранитов с вулканитами липаритового, трахи-дацитового и андезитового состава карбона и девона. Контакты с песчано-сланцевыми породами и метаморфическими сланцами силура наблюдались в пределах Шетского района (Жаман-Сарысуйский антиклинорий) и Токрауского синклиория (южный контакт массива Ешки-Каргалы). На южном контакте массива Майкуль наблюдались контакты с мраморизованными и ороговикованными известняками (кембрия?) в зоне шириной до 30 - 50 м. Для интрузива Аксоран изучен контакт гранодиоритов со скарнами, наложенными на ороговикованные известняки. Контакты с более древними гранитами и габброидами в большинстве случаев наблюдались в ксенолитах, и только в единичных случаях исследовались непосредственные контакты с интрузивами этих пород (массивы Джалгыз и Каракамыс, интрузивы - Шетский район).

Разбирая вопросы геологии контактовых ореолов гранитных интрузивов на разных уровнях среза в Казахстане, можно сделать заключение лишь общего характера. Такая неопределенность объясняется слабой расчлененностью рельефа и, следовательно, отсутствием вертикальных разрезов, развитием вдоль контактов гранитов жильной и дополнительной фаз, пространственным совмещением разновременных интрузивов, не позволяющим различать ранние и поздние фазии контактового метаморфизма. Для решения всех этих вопросов необходимы специальные геофизические и структурные работы в пределах контактовых ореолов. Подробные исследования, проведенные для некоторых интрузивов Казахстана Ю.В. Юнаковской и др. (1960 г.), показали, что контакты интрузивов с глубиной становятся более крутыми. На этом основании можно предполагать, что с глубиной ширина ореола должна уменьшаться. Видимая ширина ореолов колебалась от 60 - 80 и 100 - 400 м до 1000 м не только для различных массивов, но и для разных участков ореола одного интрузива. Благоприятными факторами для увеличения ширины ореолов является секущее положение контактов интрузива как к главным направлениям складчатых структур вмещающих пород, так и по отношению слоистости, сланцеватости и трещин кливажа. Большую роль играют предварительная тектоническая подготовка пород и их физико-механические свойства. При сложном строении ореолов или надинтрузивных зон к важным факторам относится наличие более плотных экранирующих пород. Для массива Майкуль интересен западный контакт его, секущий северо-западного направления структуры вмещающих песчано-сланцевых пород кембрия, в четырех километрах от которого в ороговикованных породах внешней зоны имеются признаки оловянной минерализации. С северо-запада и юго-запада ореол экранируется значительно более плотными породами рифея и протерозоя (яшмами, микрокварцитами и кварцитами). Южный контакт массива Майкуль с окремненными кристаллическими известняками почти согласный, а ширина зоны ороговикования не превышает 100 - 300 м.

В контактах с плотными породами (некоторые вулканиты, кварциты) ширина ореолов также мала и исчисляется 10 - 200 м. Это наблюдалось в север-

ном контакте Майкульского массива, где он контактирует с микрокварцитами; в контактах массива Бектау-Ата с кварцитами (сопка Телемис) и плотными вулканитами северного контакта, кызылрайских гранитов с субвулканическими телами у сел. Каратала. То же самое прослежено и для малых гранитных тел кольцевых структур интрузива Кургантас, занимающего секущее положение по отношению к вмещающим его кварцитам, и массива Улькен-Каракуус, окруженно-го некковой субвулканической и игнимбритовой фациями кислого состава.

Большинство изученных интрузивов варисцид от расположенных в каледонидах отличается сравнительно неглубоким эрозионным срезом, о чем свидетельствуют пологие контакты, наличие апофиз, развитие вдоль контактов пологих тел гранитов дополнительной и жильной фаз, появление в эндоконтактах пегматоидных фаций и широкое проявление вблизи контактов с вмещающими породами пологой отдельности, купольных форм апикальной поверхности массивов и наличие широких надинтрузивных зон (1 км и более). При неглубоких срезах в купольных выступах массивов встречаются апофизы. Таким примером может служить массив Бектау-Ата, где в северном контакте в наименее эродированных, но хорошо расчлененных местах обнаружены апофизы не только дополнительной и жильной фаз, но и собственно интрузивной фазы, согласные с элементами залегания вмещающих вулканитов.

Наблюдениями во вмещающих породах приконтактных участков установлено, что отдельность в них идентична отдельности эндоконтактных фаций. В самих гранитах помимо прототектонических трещин вдоль контактов возникают дополнительные системы трещин, отражающие направления геологических структур вмещающей рамы (Пламеневская, 1958).

Эндоконтактные фации гранитоидов главной фазы при наличии реакционных взаимоотношений гранитоидов с вмещающими породами представлены биотитовыми, амфибол-биотитовыми гранитами, гранодиоритами, адамеллитами и, как исключение, плагиогранитами. В эндоконтакте тел гранитов дополнительной и жильной фаз чаще появляются существенно калиевые граниты с содержанием кварца до 40%. Среди них встречаются и двуслюдяные разновидности. Аксессуарными минералами более богаты меланократовые разновидности гранитов эндоконтактных фаций.

Ксенолиты, как и гибридные фации эндоконтактов (табл. I, а, б; табл. II, а, б), наиболее характерны для гранитоидных интрузивов каледонской складчатой области Бетпакдалы и менее — для вариссийской Джунгаро-Балхашской. Количество и степень переработки ксенолитов, влекущих со собой появление эндоконтактных фаций гранитоидов, отличных по составу от главных фаций гранитов, находятся в прямой зависимости от глубины формирования их и предварительной тектонической подготовки. Особенно распространены ксенолиты в пределах позднекаледонского массива Джельтау. В апикальных частях этого интрузива О.С. Полквой (1957) обнаружено на большой площади (20 × 30 м) до 100 крупных (не менее 1 м в поперечнике) ксенолитов. Местами они имеют размеры, достигающие 350 м² (останцы). Большинство герцинских интрузивов Бетпакдалы (Каиб, Каракамыс, Джалгыз, Майкуль) также характеризуется наличием ксенолитов, но размеры и количество ксенолитов значительно уступают таковым каледонских интрузивов. В эндоконтактных фациях герцинских гранитов встречаются ксенолиты сиенито-диоритов и габброидов, вулканитов разного состава и роговиков по песчано-сланцевым породам. Составы ксенолитов в гранитах Юго-Западного Прибалхашья и Центрального Казахстана тождественны. В некоторых случаях наблюдалась дезинтеграция вещества ксенолитов, сопровождающаяся обособлением меланократовых и лейкократовых составных частей в виде шпирообразных и пегматоидных образований прихотливой формы. Интересны мономинеральные скопления амфибола в эндоконтактных фациях среднегерцинских гранитов (интрузивы Южный Джуанконур, Шетский Койтас), тождественные таким скоплениям во вмещающих роговиках. Возникновение скоплений в энзо- и эндоконтактах объяснимо метаморфической дифференциацией вещества в обстановке контактового метаморфизма. В контактах гранитов дополнительной и жильной фаз как с

гранитами собственно интрузивной фазы, как и с вмещающими породами наблюдалась подобная дифференциация вещества. В результате образовывались полосчатые текстуры, при которых меланократовые и лейкократовые участки чередовались в виде шнуров и полос, повторяя очертания контактов.

ЭНДО- И ЭКЗОКОНТАКТЫ МАССИВОВ КАЛЕДОНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ

Породы эндоконтактовой фации Каракамьского и Джалгызского массивов представлены биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранитами. Из аксессуарных минералов присутствуют в них ортит, сфен, циркон и апатит. Плаггиоклаз первой генерации (№ 15 - 20) слабо серицитизирован, а плаггиоклаз второй генерации (№ 5 - 10) иногда сопровождается мирмекитовыми вкраплениями кварца в стыках с калиевым полевым шпатом, представленным микроклином. Характерно сочетание микроклина и ортоклаза. Кварц первой генерации неправильной формы с волнистым угасанием, кварц в мелких зернах второй генерации без волнистого угасания с округлыми очертаниями в скоплениях напоминает "роговиковый" кварц. Иногда с полевыми шпатами он образует микропегматитовые структуры замещения. Биотит образует цепочки и скопления и сечет по трещинкам кварц первой генерации. Сопровождается он ортитом, сфеном (табл. I, в), цирконом и апатитом. В стыках с полевыми шпатами образует структуры замещения, подобные симплектитам. Ортит зонального строения. Показатель преломления ядра в нем значительно выше, чем в краях. Структуры порфириовидные за счет вкрапленников плаггиоклаза зонального строения, подобных порфириобластам во вмещающих роговиках.

В приконтактных участках массива Каракамьс состав плаггиоклазов эндоконтактовых фаций соответствует составу плаггиоклазов вмещающих пород. В контакте с биотитовыми роговиками в гранитах эндоконтактов присутствует плаггиоклаз № 26 - 28; с гнейсовидными гранитами - плаггиоклаз № 21 - 23, с гранито-гнейсами архея - плаггиоклаз № 14. Для главной фации гранитов центральной части массива характерен плаггиоклаз 9 - 14 номеров.

Полоса гранодиоритовых пород, занимающая площадь в 70 км² среди гранитов западной области массива Каракамьс и вытянутая в северо-восточном направлении, является останцовым участком более древних образований в нем. Структуры и вещественный состав непостоянны и меняются от гранодиорит-порфиров и гранодиоритов до кварцевых диоритов, сиенитодиоритов, габбро и близких по этому признаку ксенолитам. В состав гранодиоритов входят плаггиоклаз № 28-35, калиевые полевые шпаты (ортоклаз, анортоклаз, микроклин), роговая обманка, биотит, кварц и в ничтожных количествах (реликты) - пироксен (диопсид). Характерно постоянное присутствие вторичных минералов: мусковита, серицита и карбоната. По роговой обманке образуется биотит. В составе кварцевых диоритов и просто диоритов отсутствуют калиевые полевые шпаты и плаггиоклаз № 35-45. Аксессуарные минералы представлены цирконом, сфеном, ортитом в ассоциации с роговой обманкой, биотитом, нередко опацицизированными. Изредка вместе с новообразованным альбитом и кварцем они составляют роговиковой структуры фон пород, являющийся результатом контактового регрессивного влияния гранитов на гранодиориты.

Габбро характеризуется среднезернистым сложением с подчиненным развитием мелкозернистых разностей. В непосредственных контактах с гранитами характерно развитие крупнозернистых разностей за счет появления в них широкобразных скоплений роговой обманки (контактовое влияние гранитов). Состав плаггиоклаза в них колеблется от № 45 до № 70 в пределах одного образца. Аксессуарные минералы представлены апатитом, реже сфеном, из рудных присутствует магнетит. Апатит, сопровождает роговую обманку (обычно в виде включений). В пироксене он не был встречен, что связано с более поздним образованием апатита и роговой обманки.

Местами структура габбро приближается к призматически-зернистой. Характерно также развитие ориентированных трахитоидных текстур, подчеркнутых ориентировкой плагиоклаза и отчасти роговой обманки. Соотношения светлой и цветной частей пород сохраняются постоянными и определяются отношением 1 : 1. Соотношения количеств роговой обманки и диопсида непостоянны даже в небольших объемах пород.

Наиболее ранними образованиями были пироксен, лабрадор и, как исключение, основной андезин. Диопсид в свою очередь окаймлен, а иногда и замещен роговой обманкой.

При таких реакционных взаимоотношениях между роговой обманкой и диопсидом вполне вероятно, что освобожденный кальций расходовался на образование более основных номеров плагиоклаза (в этих случаях плагиоклаз достигал иногда № 70). На этом основании предполагаем, что плагиоклазы более высоких номеров возникали позднее, в связи с контактными воздействиями гранитов.

Соотношения плагиоклазов и калиевых полевых шпатов в контактах с различными породами в эндоконтактных фациях гранитов не сохраняются постоянными. В контактах гранитов с роговиками по песчано-сланцевым породам кембрия в большинстве случаев это отношение меняется в сторону увеличения плагиоклаза относительно калиевого полевого шпата (2:1). В контактах с породами останца гранодиоритов — габброидов отношение плагиоклаза к калиевому полевному шпату определяется как 1:3, так и 1:2, изредка 1:1. В контактах с кварц-сланцевыми сланцами и гранито-гнейсами архея соотношения калиевого полевого шпата и плагиоклаза сохраняются такие же, как и в гранитах главной фации (1:1), но здесь во многих случаях заметно увеличивается содержание кварца.

Граниты эндоконтактной фации Майкульского массива (Пламеневская, 1958) представлены существенно биотитовыми порфиридовидными разностями, изобилующими ксенолитами биотитовых роговиков. Размеры порфиридовидных вкрапленников полевых шпатов, реже кварца 2-10 мм. Фон породы меняется от среднезернистого до мелкозернистого. Главные минералы представлены плагиоклазом, микроклином, кварцем, биотитом. Из аксессуарных минералов содержатся: циркон, апатит, сфен, изредка монацит, топаз, флюорит и касситерит. Размеры зерен фона кварц-полевошпатового состава 0,1-0,5 мм. Биотит встречается в цепочках, ксенолитоподобных и шпирообразных скоплениях прихотливой формы. Порфиридовидные выделения плагиоклазов (12-18) зональны, причем эта зональность подчеркивается зонами биотита, заключенными между ядрами и периферическими каемками. Номера плагиоклазов фона колеблются от 5 до 20.

В контактах с микрокварцитами протерозоя (северный контакт) распространены лейкократовые граниты с мусковитом и повышенным содержанием кварца и калиевого полевого шпата. В этом случае аксессуарные минералы присутствуют в ничтожных количествах по сравнению с биотитовыми гранитами, но характерны гидротермальные минералы: берилл, флюорит.

В контактах с гранитами яшмо-кварциты не несут следов собственно контактового метаморфизма (северо-западный контакт). Перекристаллизация их в кварциты с мостовидными структурами и сахаровидным обликом на глаз, содержащие часто мелкочешуйчатые мусковит и серицит, являются результатом не контактового, а гидротермального метаморфизма, так как и вдали от непосредственных контактов с интрузивом среди более трещиноватых и нарушенных участков площадки распространения яшмо-кварцитов и микрокварцитов такие перекристаллизованные кварциты тоже встречаются.

Контактные воздействия гранитов на породы песчано-сланцевой толщи кембрия как для среднегерцинских массивов Каракамьса и Джалгьза, так и для позднегерцинского массива Майкуль в пределах внутренних зон не выходили за рамки обычных биотитовых или амфибол-биотитовых роговиков амфибол-роговиковой фации. На этих примерах также установлено, что степень перекристаллизации аркозовых песчаников одной температурной фации усиливается с

уменьшением их зернистости, но при условии количественного сокращения цементирующей массы.

Структуры ороговикованных песчано-сланцевых пород роговиковые и пятнисто-сланцевые. Сланцеватость роговиков относится к унаследованным признакам от первоначальных пород. Пятнистость связана с контактовым метаморфизмом. Пятнистые структуры роговиков внутренней зоны возникают за счет псевдоморфоз биотита по порфиробластам кордиерита, а также порфиробластам андалузита и топаза. Во внешней зоне пятна составлены скоплениями мусковита по андалузиту с небольшой примесью биотита в ассоциации с апатитом, касситеритом и флюоритом.

Изменения кристаллических известняков кембрия на южном контакте Майкульского интрузива, где в узкой зоне контактов выходят амазонитовые граниты жильной фазы, характеризуются мраморизацией (перекристаллизацией) и окремнением их. В непосредственных контактах известняки переходят в типичные кварциты с мостовидными структурами с ровными полигональными очертаниями отдельных зерен кварца (0,05–0,5 мм). В некотором удалении от контакта они представлены зернистыми разностями с размерами отдельных зерен, колеблющимися приблизительно в пределах 0,008–0,01 мм, на таком фоне редкими пятнами выделяются более крупные изометричные зерна карбоната, имеющие размеры до 0,5 мм. Окварцевание вблизи интрузива настолько возрастает, что большинство овальных мелкозернистых участков пород замещается мостовидными скоплениями кварца с развитием псевдоморфоз по карбонатам. Отдельные зерна кварца в таких скоплениях имеют разнообразие размеров (0,1–0,2 и 1–1,5 мм). Крупнозернистые мостовидные агрегаты зерен кварца образуют линзовидные овальные и жилкообразные скопления. Наличие таких агрегатов кварца в мраморизованном известняке, а также реликтов кристаллов карбоната в кварце говорит о различных температурных условиях мраморизации (перекристаллизации) известняков и их окварцевания в связи с влиянием гранитов.

В непосредственных контактах мраморизованные известняки содержат тремолит и диопсид.

На юго-западном участке эти известняки встречены в ксенолитах в двуслюдяных гранитах дополнительной фазы. В состав их входят везувиан, гранат, волластонит, клиноцоизит, сфен, карбонат и кварц. Здесь характерны три минеральные ассоциации: 1) волластонит-диопсидовая, 2) гроссуляр-везувиановая, 3) гранат-клиноцоизитовая, в которой гранат представлен аномальной разновидностью.

Яшмо-кварциты прогерозоя даже в непосредственных контактах с гранитами массива Майкуль не испытывают перекристаллизации. Преобразование яшмо-кварцитов в кварциты с "роговиковыми" структурами проявляется лишь в нарушенных участках как вблизи, так и вдали от контактов. Кварциты внешне напоминают обычные вторичные кварциты, но отличаются отсутствием минералов, обычно сопутствующих вторичным кварцитам. В небольших примесях в кварцитах отмечаются лишь серицит и мусковит.

ЭНДО- И ЭЗОКОНТАКТЫ МАССИВОВ ВАРИСЦИЙСКОЙ ДЖУНГАРО-БАЛХАШСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Контакты гранитов Сарыгау с биотитовыми роговиками по песчано-сланцевым породам кембрия отличаются нарушенностью пород уже после формирования массива. В результате здесь развиты метасоматические явления в пределах эндо-контактов, выражающиеся в альбитизации, мусковитизации и окварцевании гранитов. Наложенные структуры катакластические с мозаичными и мостовидными участками агрегатов кварца, сопровождаемых иногда флюоритом и альбитом. За счет скопления мелкочешуйчатых агрегатов мусковита создается впечатляющие гнейсовидности гранитов. Биотит заметно ориентирован и сопровождается лейкоксеном и цирконом. Отдельные чешуйки биотита, тождественного биотиту

роговиков, изогнуты, мусковита нет. На фоне мелкозернистых участков выделяются крупные зерна калиевого полевого шпата, сплошь пергитизированного; в основном присутствуют пергиты замещения. По альбитовым вроскам развивается мусковит. Если нарушенность пород в пределах эндоконтактов привела к проявлению здесь процессов, близких процессам грейзенизации, то в пределах зоны экзоконтакта по туфогенным прослоям в нарушенных зонах биотитовых роговиков обнаружены линзочки гранатовых скарнов.

На контактах гранитов с мегаморфическими сланцами и гранито-гнейсами помимо обычного ороговирования, в узких зонах непосредственных контактов проявлен инъекционный метаморфизм в виде тонких проникновений по гнейсовидности микропегматитовых линз и прожилков. Иногда калиевый полевой шпат сопровождает эти прожилки в виде порфиробласт во вмещающих гнейсах, по виду напоминающих мигматиты. Апофизы жильных гранитов (аплитов), которые следуют гнейсовидности, характеризуются в альбандах развитием микропегматитовых оторочек, а в центральных частях характеризуются пегматоидными участками, развивающимися на месте ксенолитов гранито-гнейсов.

В узких зонах непосредственных контактов герцинских интрузивов Шетского района (Жаман-Сарьсуйский антиклинорий) наблюдались пегматоидные и микропегматитовые фации гранитов. Мелкозернистые фации отмечались только для гранитов дополнительной и жильной фаз. Структура эндоконтактовых фаций гранитоидов близка монзонитовым и порфировидным. В их состав входят андезин (№ 30-35) зонального строения, калиевый полевой шпат, часто включающий андезин, почти без следов коррозии. С краев калиевого полевого шпата слабо проглядывает микроклиновая решетка. Кварца мало. Характерны роговая обманка и биотит. Из акцессорных минералов присутствуют сфен, апатит, турмалин и рудный минерал. Амфибол-биотитовые граниты эндоконтактовой фации контактируют с силурийскими сланцами, превращенными здесь в амфибол-биотитовые роговики с примесью турмалина. В контактах с гранодиоритами юго-западного контакта массивов Шетского Койгаса и северного - Южного Джуанконура сланцы превращены в пироксен-амфибол-биотитовые роговики с примесью турмалина. При этом в экзоконтактах вмещающие породы предварительно были нарушены и рассланцованы и имели часто мелкоплойчатую текстуру. За счет этого и эндоконтактовые фации гранитов изобилуют ксенолитами, ориентированными параллельно границам контактов. Именно в этих случаях характерно образование как в роговиках, так и в гранитоидах контактовой зоны порфиробласт плагиоклаза и биотита или ихglomerоподобных скоплений. Образованию последних предшествовали шширообразные и линзовидные скопления биотита или амфибола с альбитовыми приальбандовыми зонами с примесью турмалина. Следующая стадия в контактовых изменениях роговиков заключена в мусковитизации их с небольшой примесью турмалина и ругила. Мусковитизация сопровождается образованием линзовидных скоплений мусковита и кварца мостовидной структуры. Эти образования также следуют сланцеватости и плойчатости роговиков. Зона экзоконтакта составлена, с одной стороны, типичными роговиками - фон породы, и, с другой - порфировидными выделениями олигоклаз-андезина зонального строения, тождественного с олигоклазом-андезином эндоконтактовой фации. Местами такие зерна, как и в эндоконтактовых фациях гранодиоритов, образуют glomerоподобные скопления. В связи с этим создается впечатление переплетения "магматического" материала и метаморфизованных вмещающих пород. Интересно также подчеркнуть, что экзоконтактовые фации таких пород от эндоконтактовых фаций гранитоидов при сохранении четко выраженного интрузивного контакта отличаются лишь количественными соотношениями "магматического" и метаморфизованного вещества вмещающих пород (см. табл. II, а).

Интрузив Батыстау площадью в 6 км² выгнут в северо-западном направлении соответственно главным простираниям геологических структур, вмещающих вулканогенно-осадочно-метаморфические породы. Южная зона экзоконтакта по составу вмещающих пород проста и представлена амфибол-биотитовыми роговиками с турмалином, иногда андалузитом, образовавшимися за счет песчано-сланцевых пород силура. Они являются результатом последовательного кон-

тактового воздействия герцинских гранитов, сближенных приблизительно как пространственно, так и по радиологическому возрасту (270–310 млн. лет, см. табл. I). Северный контакт интрузива отличается значительно более сложным строением и составлен разновременными образованиями с разным вещественным составом окружающих пород. К гранитам Батыстау с этой стороны при-мыкают вулканы кислого состава карбона с меняющейся видимой мощностью от 50 до 200 м. Под влиянием гранитов они перекристаллизованы и местами неравномерно биогизированы. Но благодаря более ярко проявленной мусковитизации вмещающих вулкаников следы первоначально ороговикованных пород почти полностью уничтожены.

В этом же районе расположен изолированный участок ороговикованных сланцев и кристаллических известняков, сопровождаемых разнообразной рудной минерализацией без видимых контактов с гранитоидами. По сланцам образованы амфибол–биогитовые роговики, вмещающие редкометалльный штокверк. Известняки мраморизованы и на контактах с вулканиками превращены в диопсид–волластонитовые и пироксен–везувиан–гроссуляровые породы, на которые наложена рудная минерализация (сфалерит, галенит), сопровождаемая изменениями гидрогермального порядка. В результате этого происходит перекристаллизация гроссуляра в аномальный гранат, по составу приближающийся к андрадитовым разностям, в ассоциации с магнетитом, кварцем, карбонатом и калиевым полевым шпатом, а также эпидотом.

Наиболее детально изучены составы эндоконтактных фаций массивов Ешки-Каргалы и Кызылтрай, представленные разнообразными по составу и структуре породами эндоконтактных фаций.

По структурным признакам и количественно–минеральным составам, согласно классификации Б.М. Куплетского (1953), эндоконтактные фации гранитных массивов Ешки–Каргалы и Кызылтрай (Токрауский синклинорий) представлены: 1) адамеллитами с гипидиоморфнозернистыми, реже монзонитовыми структурами; распространены они в узких зонах непосредственных контактов; 2) аляокитами, характеризующимися аплиговыми или аллотриоморфными структурами, встречаются в апофизах при неглубоком срезе купольных участков апикальной поверхности интрузива; 3) калиевыми гранитами и кварцевыми сиенитами с монзонитовыми порфиroidными и микропегматитовыми структурами, распространены в купольных выступах апикальной поверхности интрузивов и апофизах.

Адамеллиты по минеральному составу неустойчивы. Наиболее лейкократовые разности относятся к типичным адамеллитам, а меланократовые – к промежуточным разностям между адамеллитами и биогит–амфиболовыми гранитами. Минеральный состав первых отличается пониженным содержанием цветных минералов (почти в 2–3 раза) и повышенной щелочностью за счет увеличения содержания пертитизированного калиевого полевого шпата (приблизительно в 2 раза) относительно меланократовых разностей. Плаггиоклаз зонального строения ($1 \times 2,5$ мм) в центральной части представлен олигоклазом № 25–30, в периферической – № 16–22. Плаггиоклаз sdвойникован по альбитовому и карлсбадскому законам, реже встречаются комбинации альбитового и периклинового законов полисинтетического двойникования. Роговая обманка и крупные листочки биогита $0,5 \times 0,75$ мм первой генерации образовались одновременно с центральными участками зональных плаггиоклазов, так как краевые зоны таких плаггиоклазов огибают биогит и включают роговую обманку. Биогит замещает роговую обманку или образует цепочки и скопления по стыкам зерен, а также просечки в кварце.

Для калиевых полевых шпатов ($0,5–2,5$ мм) и кварца ($0,2–1,5$ мм) характерны ажурные очертания границ, что свидетельствует о реакционных процессах, проходящих на границах зерен этих минералов. Калиевый полевой шпат пелитизирован и обладает пятнистым или зональным угасанием. В состав акцессорных минералов входят апатит, циркон и сфен. Апатит, включенный в плаггиоклазе и в биогите, характеризуется высокой степенью идиоморфизма и удлиненным габитусом; апатит второй генерации встречается в ассоциации с опатитом по роговой обманке и сфеном (см. табл. II, б, в).

Аляскиты апофиз характеризуются аллитовыми и аллотриоморфными структурами. Главными составляющими аляскитов являются калиевый полевой шпат и кварц, обладающие одинаковой степенью идиоморфизма. Как исключение встречается также кварц с более высокой степенью идиоморфизма. Плаггиоклаз присутствует в очень небольших количествах, чаще в остаточных пергитах в калиевых полевых шпатах. Иногда он сегрегируется в альбитовые участки, очищенные от продуктов разложения в отличие от самого включающего зерна калиевого полевого шпата. В результате калиевый полевой шпат приобретает пятнистое угасание, а иногда и ложно зональное строение.

Биотит (1-3%) распределен довольно равномерно. В отличие от биотита адамеллитов характеризуется мелкими размерами зерен и удлинением габитусом. Из аксессуарных минералов в ассоциации с биотитом встречаются циркон и апатит, с рудными — апатит и флюорит.

Калиевые граниты и кварцевые сиениты занимают купольные выступы в апикальной поверхности интрузивов. Для калиевых гранитов характерны порфировидные структуры с преобладанием крупных размеров порфировидных выделений и ничтожной ролью гипидиоморфнозернистой структуры основной массы. Состав порфировидных выделений и фона пород отличается уже потому, что среди первых преобладает калиевый полевой шпат и отчасти кварц, в то время как для основной массы главными составляющими являются альбит-олигоклаз и частично кварц. Биотит и рудный минерал, сопровождаемые аксессуарными минералами, составляют исключение. Подсчитанные в отдельности порфировидные выделения и мелкозернистый базис описанных пород на тройных диаграммах Б.М. Куллеского попали в разные поля. Так, например, состав вкрапленников попал в поле монцититов, в то время как состав фона — в поле гранитов с повышенным содержанием кварца. Для этих пород характерно также микропегматитовое строение фона и сегрегация вростков кварца в крупные порфирыобласти правильной формы.

Кварцевые сиениты гипидиоморфнозернистых структур с переходами в монцититовые характеризуются развитием микропегматитовых структур замещения. Калиевые полевые шпаты имеют более крупные размеры, чем плаггиоклазы, обычно зонального строения с серицитизированными ядрами. Для этой разновидности калиевых полевых шпатов особенно характерны остаточные пергиты. Заметнее, чем в описанных выше типах гранитоидов, в них распространены биотит, рудные и аксессуарные минералы. Причем наиболее характерными и необычно крупными являются сфен и апатит, ассоциирующие как с рудным минералом, так и с биотитом. Нередко встречается флюорит фиолетовой окраски в ассоциации с биотитом. Общая особенность эндоконтактных фаций гранитов — несколько повышенная щелочность за счет реакционных взаимоотношений калиевого полевого шпата и плаггиоклаза; в результате повсеместно в зонах контактов обнаружены остаточные пергиты. Эта особенность эндоконтактных герцинских гранитоидов отмечалась и для интрузивов других районов как каледонской, так и варисийской складчатостей.

МИНЕРАЛЫ РОГОВИКОВ

В свое время на примере Коктенкольской надинтрузивной зоны изучены фации контактового метаморфизма в связи с герцинскими гранитными интрузивами (Пламеневская, 1970, 1974). Это послужило тому, что минералы роговиков ореола Коктенкольского интрузива подверглись наиболее тщательному изучению.

Кровля Коктенкольского гранитоидного интрузива составлена вулканитами базальто-андезитового, дацитового и отчасти липаритового составов с преобладанием пирокластического материала над лавовым. Главными структурными элементами в пределах поля распространения контактово-метаморфизованных пород являются наддепрессивные и надкупольные участки, которые, с одной стороны, определили характер распределения температурных субфаций контакто-

вого метаморфизма, а с другой — гидротермального метаморфизма, сопровождаемого молибденовой минерализацией.

В наддепрессивных участках кровли интрузива в непосредственных контактах с гранитами распространены породы фации амфиболовых роговиков. В надкупольных участках кровли в отличие от наддепрессивных в силу специфики структурной обстановки и грещинной тектоники охлаждение гранитов и отток летучих наступали быстрее, и соответственно прогрев вмещающих пород был менее длительным. Поэтому в таких условиях образовывались средне-, а иногда и низкотемпературные фации контактового метаморфизма. Особенно развиты здесь породы фации мусковитовых роговиков, являющихся благоприятной средой для возникновения высоко- и средне-температурной рудной минерализации.

Слоистые и сланцеватые туфы и туффиты в пределах одной температурной фации интенсивнее перекристаллизованы вдоль сланцеватости и слоистости, чем поперек. Плотные разности спекшихся пепловых туфов и игнимбригоподобных пород перекристаллизованы слабее.

Андезит-базальтовые порфириты и их туфы, предварительно испытавшие зеленокаменное перерождение, под влиянием контактового метаморфизма превращены в амфибол-биотитовые роговики (табл. I, г, д). За счет обогащенных глиноземом туфов андезит-дацитовых и грахи-дацитовых порфиритов (табл. I, е, и) образованы андалузит-биотитовые и андалузит-мусковит-альбитовые роговики. В подчиненном количестве находятся кордиерит-биотитовые роговики, возникшие за счет алевролитовых туффитов. Для роговиков характерно наследование реликтовых структур и текстур первоначальных пород (табл. III, а-в). Наиболее распространенными структурами являются пойкилобластовые, порфирибластовые и бластопорфиритовые (реликтовые). В пойкилобластах участвуют главным образом биотит, роговая обманка размером зерна 0,5-1,5 мм. Роль пойкилитовых вростков выполняют округлые включения альбита, кварца, флюорита, апатита (0,1 мм). Иногда турмалин встречается в виде пойкилобласт. Андалузит и кордиерит образуют порфирибласты. Бластопорфиритовые структуры отличаются от порфирибластовых наличием реликтовых кристаллобласт исходных вулканитов (кварца, полевых шпатов; табл. I, ж).

В состав пород кровли Коктенкольского интрузива входят реликтовые и новообразованные минералы контактового и гидротермального генезиса.

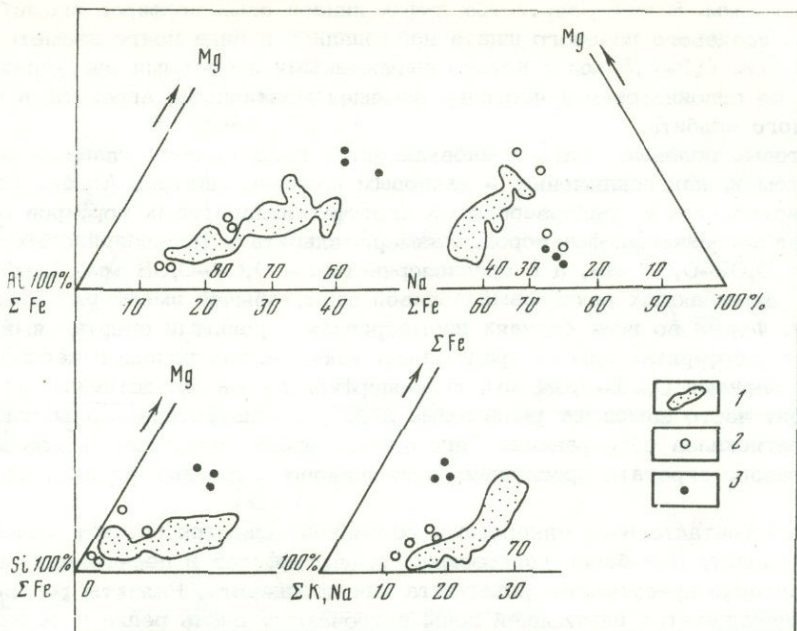
1. Контактные минералы внутренних и средних зон наддепрессивных участков контактовых ореолов интрузивов образовались в процессе перекристаллизации пород кровли под воздействием достаточно высоких температур (500-600°) в обстановке собственно контактового метаморфизма, характеризующегося изохимическими чертами преобразования пород.

2. Гидротермальные минералы распространены в породах внешних зон контактовых ореолов и в участках наложенной грещиноватости. Особенно они характерны для надкупольных участков кровли.

3. Реликтовые минералы исходных пород также характерны для внешних зон ореолов. В порядке исключения встречаются и в породах внутренних зон. На треугольных диаграммах химических составов ороговикованных и исходных вулканитов Коктенкольской надинтрузивной зоны видно, что они близки эгалонам вулканитов андезит-базальтового и грахидацитового и дацит-липаритового состава, по Дэли (фиг. 3).

Новообразованные от реликтовых минералов отличаются более крупными размерами, неправильной формой, укороченным габитусом, наличием газово-жидких и твердых микровключений. Реликтовые минералы имеют корродированные очертания и колебания оптических констант в пределах одного зерна. Для цветных минералов и апатита характерна опацигизация, а для циркона — метмикгизация. Реликтовые минералы обычно в той или иной мере затронуты перекристаллизацией.

Кварц, наиболее устойчивый реликтовый минерал, сохраняется в виде крупных (до 1 мм) зерен (табл. I, з) в кристаллокластических апотуфах липарито-дацитовых порфиритов, а в апотуфах дацитовых порфиритов размеры осколков кварца 0,2-0,5 мм. Мелкие (0,1-0,7 мм) обломки кварца встречены в псам-



Фиг. 3. Диаграммы составов ороговиковых вулканитов Коктенкольской надинтрузивной зоны

1 - количественно-минеральные составы ороговикованных вулканитов, пересчитанные на химические; 2 - эталоны средних и кислых составов вулканитов, по Дэли; 3 - то же основных пород

митовых и алевролитовых апотуффитах. В аповулканитах непосредственного контакта мелкие зерна кварца более заметно подвергаются перекристаллизации с периферии, обрстая тонкими каемками новообразованного кварца. При этом слабо угловатые и слабо окатанные первоначальные очертания зерен угадываются по расположению мельчайших включений, отделяющих каемку перекристаллизованного кварца от реликтового ядра. В целом сохранность реликтового кварца в этих породах не превышает 1-2%.

Плаггиоклаз (альбитизированный) исходных пород характеризуется меньшей устойчивостью контактовым воздействиям гранитов по сравнению с кварцем. Поэтому в непосредственном контакте с гранитами плаггиоклаз не сохраняется не только в апотуфах, но и в аполавах. Исключение составляют игнимбрииты и плотные спекшиеся пепловые туфы, где альбитизированный плаггиоклаз в виде осколков и вкрапленников иногда сохраняется в аповулканитах внутренней зоны. Величина и форма зерен реликтового полевого шпата целиком зависят от таковых зерен исходных пород. В андезитовых апопорфирах реликты фенокристов альбитизированного плаггиоклаза имеют размеры 1-3 мм, а микролиты - 0,06-0,8 мм. В апотуфах дацитовых порфириров, представленных среднезернистыми, реже мелкозернистыми разностями, размеры реликтовых осколков альбитизированного плаггиоклаза колеблются от 0,5 до 1,5 мм. В апоигнимбриитах и среднезернистых апотуфах липаритовых порфириров размеры реликтов вкрапленников и осколков альбита составляют 0,5-1 мм. Нередко обнаруживается слабая коррозия перекристаллизованным базисом реликтов плаггиоклаза, а вдоль трещин катаклаза можно наблюдать развитие мостовидных агрегатов новообразованного альбита.

Калиевый полевой шпат в аповулканитах из-за своей слабой устойчивости к контактовым воздействиям составляет исключительную редкость. Единичные осколки и вкрапленники в виде реликтов удавалось обнаружить в игнимбриитоподобных породах и апотуфах липаритовых порфириров в заметном удалении от контакта с гранитами (см. табл. I, ж). Размеры таких полевых шпатов состав-

ляют 0,5–1,5 мм. В мелкозернистых туфах липаритовых порфиров внешней зоны реликты калиевого полевого шпата наблюдались в виде почти изометричных зерен размером 0,2–0,5 мм с неясно выраженными зубчатыми очертаниями. Обычно он не двойникован и частично замещен мозаичными агрегатами новообразованного альбита.

Контактные полевые шпаты в аповулканитах представлены главным образом альбитом и, как исключение, — калиевым полевым шпатом. Альбит как в мелкозернистых, так и среднезернистых апотуфах липаритовых порфиров обычно образует роговиковый фон пород. Размеры альбита в мелкозернистых туфах составляют 0,02–0,05 мм, а в среднезернистых — 0,04–0,08 мм. Альбит агрегатов, замещающих реликтовый полевой шпат, обычно имеет размеры около 0,1 мм. Форма во всех случаях изометричная с ровными очертаниями. В андезитовых порфиритах альбит представлен также изометричными несдвойникованными зернами 0,01–0,04 мм. В апопорфиритах непосредственного контакта альбит часто замещает реликтовые лейсты предварительно альбитизированного плагиоклаза с сохранением его форм. Нередко при этом сквозь мозаику альбитового агрегата просвечивает двойниковое строение замещенного кристалла.

Главными контактными минералами роговиков являются биотит, альбит, иногда актинолит. Для более глиноземистых апотуффитов и песчано-сланцевых пород характерно присутствие андалузита или кордиерита. Реликты роговой обманки в аповулканитах внутренней зоны встречаются очень редко и обнаруживаются без сомнения только в тех случаях, когда по ней развивается биотит. Размеры колеблются от 0,06 до 0,8 мм. Во внешней зоне в диабазовых порфиритах образует почти полные псевдоморфозы по пироксенам, характеризуясь симплектитовыми структурами замещения.

В апотуффитах кордиерит фона по размерам не превышает 0,05 мм, а в порфиробластах достигает 0,5 мм. Почти всегда замещен слюдястыми агрегатами, иногда буроватым почти изотропным веществом. В порфиробластах форма зерен псевдогексагональная, встречается также в форме чечевиц. В апотуфах кордиерит образует торцовые агрегаты в фоне пород. Размеры его зерен 0,02–0,1 мм. В удалении от контакта с гранитами преобладают зерна более мелких размеров (до 0,04 мм), а в роговиках непосредственного контакта таковые достигают 0,1 мм.

Андалузит в апотуффитах и апотуфах дацитовых порфиритов сохранился в виде реликтов в псевдоморфозах мусковита по его идиобластам, а в игнимбритах образуется за счет псевдосферолитов. Размеры его колеблются в пределах 0,1–2,5 мм.

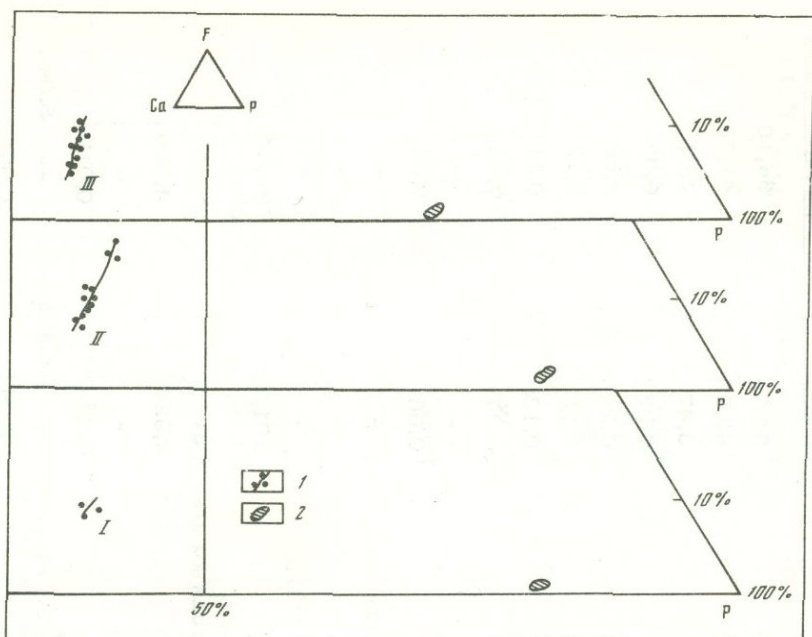
Биотит контактно-метаморфизованных вулканигов Коктенкольской надинтрузивной зоны подробно описан ранее (Пламеневская, 1974).

Установлено, что железистость контактного биотита зависит от степени окисления железа пород, его содержащих, т.е. с уменьшением окисления железа последних увеличивается железистость биотитов. Биотиты пород внутренней зоны по сравнению с внешней характеризуются более высокими содержаниями оксилепидомеланового и лепидомеланового компонентов. От биотитов роговиков других регионов они отличаются повышенным содержанием фтора и соответственно низким содержанием гидроксила.

Аксессуары минералы чаще всего представлены несколькими генерациями апатита, циркона, турмалина, флюорита или топаза. Второстепенные минералы включают главным образом парагенезисы "низкотемпературных фаций", как, например, эпидота, хлорита, мусковита, серицита и кварца, характеризующих гидротермальную наложенную стадию в процессе контактного метаморфизма.

Турмалин встречается как в виде пойквлоблест (0,2–0,16 мм) с включениями идиоморфных зерен магнетита (0,02–0,04 мм), так и в виде более мелких идиоморфных кристаллов размерами 0,04–0,1 мм с соотношением удлинения к основанию 1:3.

Флюорит в аповулканитах обычно ассоциирует с хлоритизированным или мусковитизированным биотитом, выделяясь вдоль спайных трещинок. При нали-



Фиг. 4. Диаграммы составов апатитов гранитов, ороговикованных и исходных вулканитов Коктенкольской надинтрузивной зоны

Составы изображены: в виде 1 - формульных коэффициентов, 2 - ионных потенциалов; I - апатиты гранитов; II - пород надинтрузивной зоны; III - ореола Буландино-Аккульского массива

ции в биотите микровключений, окруженных плеохроичными оболочками, выделившийся флюорит при хлоригизации биотита наследует эти оболочки и приобретает в свою очередь вокруг микровключений густо-фиолетовую окраску, распределенную пятнисто. По показателям преломления окрашенный бесцветный флюорит отличается также. Бесцветный флюорит $n = 1,432$, окрашенный $n = 1,438$. В единичных случаях флюорит был обнаружен во включениях в осколках плагиоклазов (реликтовых) аповулканитов в виде изометричных зерен размерами 0,004-0,01 мм. В виде довольно крупных зерен (0,1 мм), часто содержащих микровключения, флюорит приурочен к породам внешней зоны.

Контактный апатит характерен для ксенолитов, гранитоидов эндоконтактной фации и вмещающих их роговиков; гидротермальный - для метасоматически переработанных роговиков и рудных прожилков. Контактный апатит ассоциирует с биотитом и рудными минералами (табл. I, ж, табл. II, в). Он обычно грешинчат, а обрастающие его листочки биотита часто изогнуты, что объясняется грудностями совместного роста в твердой среде. Показатели преломления: $n_g = 1,628-1,630 \pm (0,003)$ и $n_p = 1,625 - 1,627 \pm (0,003)$. Апатит гранитов эндоконтактов представлен двумя генерациями. Мелкие удлиненные кристаллы (0,01-0,05 мм) обычно включены в полевые шпаты и кварц. Они образуются до отвердевания гранитов. Вторая генерация представлена трещиноватыми зернами, ассоциирующими с опациitized цветами минералами. Размеры контактового апатита: 0,05-0,1 мм (табл. II, в). Трещиноватость зерен апатита объясняется грудностями роста в уже затвердевших гранитах. Он, как и ассоциирующие с ним биотит и рудные минералы, идентичен апатиту роговиков. Все изученные апатиты близки и представлены фтор-apatитами (табл. 2; фиг. 4). Составы апатитов исходных пород (графа 6) и пород эндо-экзоконтактов (графы: 1,3 - 5) Коктенколя в Центральном Казахстане, а также ороговикованных алевролитовых песчаников (7, 8), ксенолитов (12) и габброидов, (графы 9-11, табл. 2) в Северном Казахстане изображены на треугольных диаграммах (фиг. 4), левая часть которой представлена в

Таблица 2. Составы апагитов пород эндо- и экзоконтактов гранитоидов Центрального и Северного Казахстана

Состав (в вес.%)	Коктенкольская надинтрузивная зона					
	1*	2	3	4	5	6
CaO	54,72	54,56	55,44	54,12	54,59	54,10
P ₂ O ₅	42,45	42,48	42,91	41,11	42,29	41,59
F	2,9	2,15	3,3	2,37	3,47	2,67
Cl	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,03
SO ₃	0,20	0,04	0,02	0,27	0,24	0,05
Na ₂ O	0,20	0,00	0,00	0,17	0,15	0,12
Ce ₂ O ₃	0,33	0,06	0,11	0,12	0,13	0,11
MnO	0,32	0,32	0,13	0,26	0,27	0,31
Al ₂ O ₃	0,08	0,09	0,05	-	-	-
Fe ₂ O ₃	0,06	-	-	0,08	0,06	0,06
SrO	-**	-	-	-	-	-
La ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-
Nd ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-
Сумма	101,26	99,70	101,86	98,52	101,22	99,04
Количества ионов в пересчете обычным кислородным методом						
Ca	4,944	4,977	4,958	5,035	4,924	4,996
Sr	-	-	-	-	-	-
Na	0,032	-	-	0,028	0,024	0,019
Al	0,008	0,009	0,005	-	-	-
Fe ³⁺	0,004	-	-	0,005	0,004	0,004
Mn	0,023	0,023	0,009	0,019	0,019	0,022
Ce	0,010	0,002	0,003	0,007	0,004	0,003
Количества ионов в пересчете по катионам						
Ca	4,912	4,932	4,953	4,962	4,928	4,946
Sr	-	-	-	-	-	-
Na	0,032	-	-	0,028	0,024	0,019
Al	0,008	0,009	0,005	-	-	-
Fe ³⁺	0,004	-	-	0,005	0,004	0,004
Mn	0,023	0,023	0,009	0,019	0,019	0,022
Ce	0,010	0,002	0,003	0,007	0,004	0,003
La	-	-	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-	-	-
P	3,011	3,033	3,029	2,978	3,020	3,004
S	0,038	0,076	0,003	0,052	0,045	0,009
F	0,768	0,573	0,870	0,641	0,926	0,720
Cl	-	-	-	0,003	0,003	0,004

Таблица 2 (окончание)

Состав (в вес.%)	Коктенкольская надинтрузивная зона					
	1	2	3	4	5	6
La	-	-	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-	-	-
P	3,031	3,062	3,032	3,022	3,018	3,035
S	0,038	0,076	0,003	0,053	0,045	0,009
F	0,773	0,578	0,871	0,650	0,925	0,727
Cl	-	-	-	0,003	0,003	0,004
Количества ионов в пересчете по катионам						
Ca	4,912	4,932	4,953	4,962	4,928	4,946
Sr	-	-	-	-	-	-
Na	0,032	-	-	0,028	0,024	0,019
Al	0,008	0,009	0,005	-	-	-
Fe ³⁺	0,004	-	-	0,005	0,004	0,004
Mn	0,023	0,023	0,009	0,019	0,019	0,022
Ce	0,010	0,002	0,003	0,007	0,004	0,003
La	-	-	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-	-	-
P	3,011	3,033	3,029	2,978	3,020	3,004
S	0,038	0,076	0,003	0,052	0,045	0,009
F	0,768	0,573	0,870	0,641	0,926	0,720
Cl	-	-	-	0,003	0,003	0,004

Таблица 2 (продолжение)

Состав (в вес.%)	Ореол Буландино-Аккульского массива					
	7	8	9	10	11	12
CaO	56,11	55,85	55,82	56,24	52,24	55,69
P ₂ O ₅	41,88	41,45	41,74	42,36	38,60	41,13
F	2,9	2,75	1,6	2,1	3,2	3,33
Cl	0,06	0,25	0,33	0,02	0,02	0,13
SO ₃	0,00	0,00	0,13	-	0,12	0,17
Na ₂ O	0,07	0,07	0,16	0,08	0,27	0,14
Ce ₂ O ₃	0,05	0,27	0,25	0,07	1,13	0,37
MnO	0,00	0,00	0,07	-	-	0,02
Al ₂ O ₃	-	-	0,08	-	0,07	-
Fe ₂ O ₃	0,05	0,03	0,16	-	-	-
SrO	-	-	0,17	-	3,85	-
La ₂ O ₃	-	-	0,14	0,05	0,82	-
Nd ₂ O ₃	-	-	не опр.	0,09	0,53	-
Сумма	101,12	100,67	100,65	101,01	100,85	100,98
Количества ионов в пересчете обычным кислородным методом						
Ca	5,105	5,105	5,117	5,184	4,961	5,082
Sr	-	-	0,008	-	0,197	-
Na	0,011	0,011	0,026	0,013	0,045	0,022
Al	-	-	0,008	-	0,007	-
Fe ³⁺	0,003	0,002	0,010	-	-	-
Mn	-	-	0,004	-	-	0,002
Ce	0,001	0,008	0,008	0,002	0,036	0,011
La	-	-	0,004	0,001	0,026	-
Nd	-	-	-	0,002	0,015	-

Таблица 2 (окончание)

Состав (в вес.%)	Ореол Буландино-Аккульского массива					
	7	8	9	10	11	12
P	2,996	2,993	3,022	3,008	2,896	2,965
S	-	-	0,024	-	0,023	0,032
F	0,775	0,741	0,432	0,557	0,870	0,897
Cl	0,008	0,035	0,047	0,003	0,003	0,019
Количества ионов в пересчете по катионам						
Ca	5,032	5,029	4,986	5,051	4,848	5,030
Sr	-	-	0,008	-	0,193	-
Na	0,011	0,011	0,026	0,013	0,045	0,022
Al	-	-	0,008	-	0,007	-
Fe ³⁺	0,003	0,002	0,010	-	-	-
Mn	-	-	0,004	-	-	0,002
Ce	0,001	0,008	0,008	0,002	0,035	0,011
La	-	-	0,004	0,001	0,026	-
Nd	-	-	-	0,002	0,015	-
P	2,953	2,949	2,945	2,931	2,830	2,935
S	-	-	0,024	-	0,023	0,032
F	0,764	0,731	0,422	0,543	0,850	0,888
Cl	0,008	0,035	0,047	0,003	0,003	0,019

1 - гранитов, 2-5 - ороговикованных вулканитов, 6 - исходных вулканитов в 8 км от гранитов, 7,8 - ороговикованных алевритовых песчаников, 9-11 - габброидов, 12 - ксенолитов в гранодиоритах.

Прочерк обозначает, что состав не анализировался. Составы апатитов определены рентгено-спектральным локальным методом С.Е. Борисовским в лаборатории ИГЕМ АН СССР.

ионных количествах, а правая — ионных потенциалах. Апатиты по главным компонентам для разных регионов отличны и несут отпечаток различий в вещественных составах их содержащих пород. Для апатита габброидов в отличие от апатита гранитов заметны повышенные содержания Са с соответственным уменьшением содержания F и P. Хлор и редкие земли в большей мере характеризуют апатиты пород ореола Буландино-Аккульского массива, а для апатитов Коктенколя более характерны MnO, SO₃, N₂O.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ранее на примере связанной с герцинскими гранитами Коктенкольской надинтрузивной зоны Центрального Казахстана было установлено (Пламеневская, Царева, 1970; Пламеневская, 1974), что в обстановке контактового метаморфизма превращения пород носили почти изохимический характер, и главными факторами контактового метаморфизма были температурный режим и направленность окислительно-восстановительных реакций.

В этих условиях не происходило привноса фтора и аксессуарных элементов в контактово-измененные породы, а наблюдалось лишь перераспределение фтора и аксессуарных элементов в пределах надинтрузивной зоны из-за сложного строения зоны, переменного состава и разных физико-механических свойств пород. Заметные накопления большинства аксессуарных элементов в породах ореола связаны с наложенным гидротермальным метаморфизмом.

Геолого-петрографические исследования зон эндо- и экзоконтактов разновременных, с разным эрозионным срезом постскладчатых герцинских гранитных интрузивов, характеризующихся неодинаковым строением и вещественным составом вмещающих их пород, позволили сделать ряд выводов, подтверждающих и развивающих высказанные нами ранее представления о формировании и строении контактовых ореолов гранитных интрузивов Центрального Казахстана.

1. В ореолах герцинских интрузивов в каледонидах, где вмещающие породы предварительно испытывали метаморфизм высоких и средних ступеней, контактовый метаморфизм имел регрессивный характер. В пределах герцинид становление таких интрузивов происходило среди пород, претерпевших лишь метаморфизм низкой ступени фации зеленых сланцев, и контактовые преобразования носили прогрессивный характер.

2. В Центральном Казахстане следует выделять три типа контактового метаморфизма, связанного с герцинскими гранитами: реакционный, инъекционный и термальный.

А. Реакционный метаморфизм проявлен в узких зонах непосредственных контактов и в ксенолитах. В результате такого метаморфизма появляются гибридные эндоконтактовые фации гранитов, а в породах экзоконтактов — порфиробласты полевых шпатов с биогитом, подобные порфиroidным выделениям в породах эндоконтактов. При реакционном метаморфизме главные и аксессуарные контактовые минералы тождественны в породах эндо- и экзоконтактов, а структуры и составы пород носят следы неравновесности. В контактах с плотными породами для гранитов появляются псевдографические, псевдопегматитовые, псевдогранофировые и псевдосферолитовые структуры с нарушениями эвтектических соотношений для полевых шпатов и кварца, гломероподобные скопления минералов, остаточные пертиты и отмечается сосуществование разных типов калиевых полевых шпатов с зональным и пятнистым угасанием.

Б. Инъекционный метаморфизм заключается в том, что по тонким трещинкам, порам, сланцеватости, гнейсовидности и флюидальности вмещающие породы параллельно с ороговикованием как бы пропитываются магматическим материалом в виде тонких инъекций или порфиробласт. Как для реакционного метаморфизма, так и для инъекционного характерны явления метаморфической дифференциации вещества участков эндо- и экзоконтактов с перераспределением меланократовых и лейкократовых частей в линзовидные и шпирообразные участки.

В. Собственно контактовый — термальный метаморфизм пород не выходит за границу фаций амфиболовых роговиков во внутренних зонах и мусковитовых роговиков во внешних зонах ореолов, и только ксенолиты эндоконтактов претерпевают изменения фации пироксеновых роговиков.

3. При осложненной апикальной поверхности интрузива, разных физико-механических свойствах вмещающих пород и неодинаковой их влагонасыщенности (по Ф.К. Шипулину, 1960) распределение температурных фаций и их мощностей в пределах ореолов и надинтрузивных зон неравнозначно. При одинаковых физико-механических свойствах пород кровли длительность и температуры прогрева пород над куполами меньше, чем температура прогрева над депрессиями. Над депрессиями во внутренних зонах ореолов породы изменены до фации роговообманковых (по В.В. Ревердатто, 1970) роговиков ($500-600^{\circ}$), а над куполами — мусковитовых роговиков ($400-500^{\circ}$). Мощности зон в зависимости от физико-механических свойств и составов вмещающих пород соответственно колеблются в пределах 300-700 и 20-200 м.

4. Роговики, слагающие внутреннюю зону ореола, с одной стороны, являются своеобразным экраном для высокотемпературной эндогенной минерализации, концентрирующейся в апикальных участках интрузива. С другой — они являются нижней границей распространения средне- и низкотемпературной минерализации, локализованной во внешней зоне ореола в достаточном удалении от гранитов.

5. Температуры образования продуктов контактового метаморфизма в подобных условиях соответствуют температурам образования пегматитов и грейзенов. На этом основании можно предположить, что минерализация, приуроченная к полям развития роговиков, может быть двух типов: а) во внутренних зонах высокотемпературная пегматитовая и грейзеновая, однотипная с минерализацией, приуроченной к эндоконтактам купольных участков; б) во внешних зонах — средне- и низкотемпературная гидротермальная минерализация.

ЭВОЛЮЦИЯ МЕЗОЗОЙСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА В ЗАПАДНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ

ВВЕДЕНИЕ

Мезозойская эпоха в Западном Забайкалье отличалась высокой тектонической активностью и мощным развитием магматических процессов, которые продолжались, начиная от раннего до позднего мезозоя.

Выделяются четыре фазы особенно интенсивного развития тектонических процессов в раннем, среднем и позднем мезозое, каждая из которых сопровождалась накоплением континентальных вулканогенно-осадочных толщ в грабенах и последующим внедрением интрузий гранитоидов вдоль крупных разломов.

Наиболее мощная интрузивная деятельность проявилась в раннем мезозое, когда были сформированы породы булуктайского комплекса гранодиоритов - биотитовых гранитов и сиенитов (T_{2+3}). Следующая фаза характеризуется формированием в среднем мезозое интрузивных щелочных пород малокуналейского комплекса (I_1). Позднемезозойский этап интрузивной деятельности отмечен внедрением многочисленных интрузий рудоносных лейкократовых гранитов и гранит-порфиров гуджирского комплекса (I_3). К позднему мезозою относится образование разнообразных даек сиенитов, сиенит-диоритов, сиенит-порфиров и других пород посленижнемелового возраста.

Мезозойский магматизм Западного Забайкалья начал детально изучаться в последние десятилетия, когда в 1932 г. М.В. Бесовой (1939) было открыто Джидинское молибден-вольфрамовое месторождение. Мезозойские магматические породы были описаны П.И. Налетовым (1935), Т.Г. Деуля, П.Е. Луненком, К.А. Шалаевым (1941). При проведении детальной геологической съемки западной части бассейна р.Джиды Е.Н.Смолянским (1958) было выявлено широкое распространение рудоносных лейкократовых гранитов. При геологической съемке западной части хр.Цаган-Дабан в 1954 г. П.Н.Налетов, Е.И.Наумова, В.А.Новиков выделили малокуналейский комплекс мезозойских щелочных гранитоидов.

Вопросы генетических связей редкометалльного рудопроявления с лейкократовыми гранитами гуджирского комплекса, с сопровождающими их дайковыми породами детально изучались И.П. Кушнareвым (1947), М.М.Повилайтис (1957), Л.М. Афанасьевым (1954, 1964), В.И. Игнатовичем (1961), Г.И. Туговиком (1964). Петрографию и металлоносность палеозойских и мезозойских гранитоидов южной части Бурятии исследовали Л.М. Афанасьев (1954), К.Н.Браун (1965), Д.Ж. Жалсабон, Э.А. Максимова (1967). Гранитоидные формации Прибайкалья и Западного Забайкалья рассматривались В.А.Дворкиным-Самарским. Эффузивные образования изучались Ю.В. Комаровым, А.И. Киселевым, А.Я.Салтыковским, В.В. Скрипкиной, В.И. Турунхаевым, а посленижнемеловые малые интрузии изучались М.Я.Розиновым. Широкое развитие мезозойских интрузивных образований в южной окраине Витимского плоскогорья было установлено в результате геологических исследований В.Г. Беличенко, Ю.В. Комарова, Ю.Б.Музина, В.В. Скрипкиной, П.М. Хренова, Ю.А. Чернова и А.П. Шмотова. Среди интрузивных образований был выделен кудунский комплекс нормальных и субщелочных гранитоидов, а также мало-куналейский комплекс гранитоидов.

В последние годы авторами проводились исследования геолого-структурного положения ранне- и позднемезозойских интрузивных комплексов гранитоидов

Западного Забайкалья. Были детально изучены минеральный состав, петрохимические, геохимические и металогеические особенности пород отдельных комплексов. Большое внимание уделялось исследованию эволюции мезозойского магматизма во времени.

В результате проведенных исследований авторами в мезозойском тектоно-магматическом цикле выделяются следующие интрузивные комплексы:

- 1) раннемезозойский (булуктайский) комплекс гранодиоритов, гранитов и сиенитов (T_{2+3});
- 2) среднемезозойский (малокуналейский) комплекс щелочных гранитоидов (I_1);
- 3) среднемезозойский (гуджирский) комплекс рудоносных лейкократовых гранитов и гранит-порфиров (I_3);
- 4) позднемезозойский комплекс дайковых пород (C_{1-2}).

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Тектоно-магматическая активизация в мезозое, обусловившая заложение и развитие крупных региональных структур, а также развитие специфического гранитоидного магматизма, широко проявилась в Западном и Восточном Забайкалье, в Северной Монголии и в ряде других областей. В Западном Забайкалье она отличалась интенсивным развитием магматических процессов, которые продолжались от раннего до позднего мезозоя.

Пояс тектоно-магматической активизации Западного Забайкалья ("орогенной активизации", по Ю.В.Комарову, 1972) начинается на севере Монголии и протягивается в северо-восточном направлении через бассейны рек Джиды, Уды, Хилка и центральную часть Витимского плоскогорья. Протяженность пояса составляет около 1600, ширина - 300-400 км. По интенсивности тектонических движений и по проявлениям эффузивного и интрузивного магматизма (Очиров и др., 1955) выделяются внутренняя и внешняя зоны пояса. Внутренняя зона в основном расположена в пределах каледонской складчатой зоны. Ее северо-западная граница проходит по структурному шву, отделяющему байкальскую складчатую зону от каледонской. На юго-востоке зона граничит с герцинской складчатой зоной. К северо-западу и к северу от внутренней зоны (в области докембрийских структур) расположена внешняя зона мезозойской активизации. Тектонические движения в ней протекали слабее и проявились в небольших глыбовых дислокациях.

Пояс тектонической активизации Западного Забайкалья характеризуется сложным строением и восстановление геологической истории активизации - трудная задача. В поясе тектонической активизации выделяются (Комаров, 1972) две структурно-формационные зоны - Малханская и Селенгино-Витимская: первая расположена в восточной части области и граничит с герцинской складчатой зоной, а вторая включает западную часть области активизации.

Для мезозойского тектогенеза, по данным М.М.Одинцова (1958), Н.А.Флоренсова (1960), Ц.О.Очирова с соавторами (Очиров и др., 1965), Ю.В.Комарова (1972), отчетливо выделяются два этапа: раннемезозойский и позднемезозойский.

Геолого-структурное положение раннемезозойского интрузивного комплекса

В раннемезозойском этапе проявились наиболее интенсивные тектонические движения, которые сопровождалось извержением вулканогенных пород тамирской свиты (T_{1+2}) в юго-восточной части Западного Забайкалья. В Селенгино-Витимской зоне тектонические движения проявились несколько позднее, возможно в среднем триасе, с извержения вулканокластических пород цаган-хунтейской свиты (T_2). Последующими тектоническими движениями вулканогенные породы были смяты в пологие складки северо-восточного простирания. Формирование вулканогенно-осадочных пород цаган-хунтейской свиты завершилось

внедрением интрузий булуктайского (кудунского, по Комарову, 1972) комплекса субшелочных гранодиоритов, граносиенитов и сиенитов. Гранитоиды этого комплекса широко распространены в бассейнах рек Джиды, Уда, Кудуна, в Хамбинском в Боргойском хребтах, в Бичурской, Кударинской, Тамирской гнивах и в ряде других пунктов. Они образуют интрузивные тела, имеющие в сечении размеры от 30–40 до 400–700 км². В плане массивы имеют обычно овальную или удлиненную форму. Массивы, как правило, локализованы вдоль крупных разломов субширотного и северо-восточного направлений в крыльях синклинальных складок. Массивы большей частью сложены порфировидными гранитоидами, переходящими в эндоконтактах в мелкозернистые граниты и гранит-порфиры.

В бассейне р. Джиды массивы раннемезозойских гранитоидов – Байбинский, Тореатский, Булгалтайский, Чемуртайский и ряд более мелких приурочены к крупному субширотному разлому, протягивающемуся вдоль долины р. Джиды на 50 км. В низовьях р. Джиды Дабхорский массив гранитов и сиенитов внедрился вдоль разлома северо-восточного направления и в современном виде представляет вытянутую в этом направлении гряду.

Раннемезозойские гранитоиды булуктайского комплекса, развитые в других районах Селенгино–Витимской зоны (в бассейне рек Уда и Кудуна, на Витимском плоскогорье), также представлены главным образом гранитами, граносиенитами и сиенитами лейкократового облика, переходящими в биотитовые и роговообманковые разновидности. Гранитоиды образуют небольшие штоки, занимающие площади от 3 – 5 до 100 – 150 км². С этими гранитоидами генетически связаны, как и в бассейне р. Джиды, молибден-вольфрамовые, вольфрамовые, оловянные и свинцово-цинковые рудопроявления.

Формирование раннемезозойских интрузивов булуктайского комплекса гранитоидов происходило на фоне воздымания крупных блоков земной коры и развития серии глубинных разломов. К этим разломам закономерно приурочены многие описанные массивы гранитоидов, которые формировались на небольших глубинах (1–5 км) и представляют гипабиссальные образования. Гранитоиды этого комплекса преимущественно выступают в районах широтного распространения вулканитов цаган-хунтейской свиты, с которыми весьма близки по химическому составу и представляют единую вулcano-плутоническую ассоциацию.

Гранитоиды раннемезозойского (булуктайского) комплекса прорваны большим количеством даек жильных пород, образующих в отдельных массивах пояса значительной ширины и протяженности.

Наибольшим развитием пользуются дайки сиенитового состава – микросиениты, сиенит-порфиры, бостониты. Мощности даек колеблется от 0,5 до 3–5 м, протяженность даек составляет от 30 – 50 до 700–900 м. Часто наблюдаются дайки сиенит-диоритов, диоритов, диорит-порфиритов, эссекситов, трахидолеритов. В меньшей степени развиты дайки мелкозернистых гранитов и гранит-порфиров.

Внедрение даек не подчинено определенной последовательности, что, вероятно, связано с развитием дайковых пород нескольких возрастов. В большинстве случаев наблюдалось пересечение даек более основного состава – диорит и диорит-порфиров дайками сиенитового состава, которые пересечены дайками жильных гранитов. Дайки, слагающие дайковый пояс, внедрились в период позднемеозойской тектонической активизации. В дайковом поясе развиты, по данным определений абсолютного возраста, дайки бостонитов двух возрастов: дайки раннемезозойского (240 млн. лет) и позднемеозойского (125 – 130 млн. лет) возраста.

Геолого-структурное положение среднемеозойского комплекса щелочных пород

Следующая фаза тектонических движений отмечена формированием боргойской трахибазальтовой формации, имеющей широкое распространение в бассейнах рек Джиды, Уда, Хилка, в Боргойском и Цаган-Дабанском хребтах. Извержения вулканитов боргойской свиты (Комаров, 1972) проявились в конце позднего

триаса - в ранней юре ($T_3 - I_1$). В этом периоде относится формирование межгорных депрессий, сопровождавшееся трахибазальтовым магматизмом.

Раннемезозойский этап тектонической активизации завершился развитием интенсивных орогенических движений и внедрением щелочных гранитоидов малокуналейского комплекса (I_1). Интрузии щелочных гранитоидов широкое распространение получили в центральной - наиболее подвижной части зоны тектонической активизации Западного Забайкалья.

Интрузивы щелочных гранитоидов в большом количестве выступают в бассейнах рек Джиды, Уда, Хилка, в Боргойском, Цаган-Хунтейском и Цаган-Дабанском хребтах; в Бичурской и Тамирской гривах, где они образуют штоки от 30 - 70 до 500 - 700 км². Интрузивы гранитоидов часто имеют многофазное строение и большей частью сложены порфиroidными гранитами, граносиенитами и сиенитами, часто переходящими в гранит-порфировые фации. Широкие зоны эндоконтактов (мощностью до 10-25 м) обычно представлены мелкозернистыми гранитами или сиенитами, гранит-порфирами. Породы прорваны большим количеством жильных пород мелкозернистых сиенитов: щелочных сиенит-порфиров, граносиенит-порфиров, сельвсбергитов, грорудитов, бостонитов. Указанные особенности строения массивов свидетельствуют о формировании массивов в гипабиссальных условиях. Это подтверждается также, как будет показано ниже, особенностями минеральных ассоциаций гранитоидов, весьма неоднородными текстурами и структурами. Современный эрозионный уровень вскрыл лишь близапикальную часть интрузивов.

Интрузивы щелочных гранитоидов внедрились вдоль крупных зон разломов северо-восточного или субширотного направлений, возникших на границах между впадинами и антиклиналями. Массивы имеют изометричную, или неправильную, форму. Интрузивы удлиненной формы (Боцийский, Ичегуйский, Боргойский, Центрально-Боргойский и другие) вытянуты в широтном или северо-восточном направлении и, вероятно, внедрились вдоль зон разломов тех же направлений.

Вулканогенно-осадочные и интрузивные образования раннего мезозоя неоднократно подвергались складчатым и разрывным дислокациям, роль и масштабы проявлений которых исследователями оценивались различно.

Ю.В. Комаров (1972) отмечает развитие ряда крупных синклинальных структур в зоне орогенной активизации. В Селенгино-Витимской зоне развита крупная синклинальная структура, которая протягивается от устья р. Желтура (правый приток р. Джиды) на юго-западе до верховьев р. Тугнуй на северо-востоке. В северо-западном крыле синклинали, в районе Дабхорского массива низы вулканогенной толщи представлены кислыми вулканитами, на которые несогласно налегают вулканогенные породы боргойской свиты с падением на юг и юго-запад под углом 35-60°. Восточнее, в Боргойском хребте, вулканогенные породы боргойской свиты залегают на туфах фельзитов, и весь вулканогенный комплекс падает на юго-восток и на юг по азимуту 160-180° под углом 35-60°.

В северо-восточных районах Селенгино-Витимской зоны раннемезозойские вулканогенные породы также образуют складчатые структуры. Такие складки были изучены в хребтах Хухайта и Тора.

В Малханской зоне вулканогенные породы тамирской свиты смяты в крупные складки субширотного или северо-восточного простирания, совпадающие с направлением Малханской зоны. На водоразделе рек Тамир и Шазага, Тамир и Кудара вулканиты залегают с падением на юг и юго-запад под углом 35-70°. Такие же элементы залегания имеют вулканиты, слагающие северные склоны хр. Тамир. Вероятно, здесь сохранились отдельные участки крупных складок. Такие направления складок отмечаются и в породах унгуркуйской свиты.

Раннемезозойский этап тектонической активизации завершился образованием горной страны, в дальнейшем подвергшейся сильному воздействию денудационных процессов.

Геолого-структурное положение среднемезозойского комплекса лейкократовых гранитов

Позднемезозойский этап тектонической активизации характеризуется значительным усилением тектонических процессов, вызвавших активизацию ранее существовавших разломов и возникновение новых, по которым происходили перемещения больших блоков земной коры с образованием грабен-синклинальных структур и разделяющих их горных хребтов — сводовых горст-антиклинальных поднятий.

В следующую фазу позднемезозойского этапа (в верхней юре) в Западном Забайкалье проявились интенсивные тектонические процессы, обусловившие возникновение большого количества крупных разломов северо-западного и северо-восточного простираний. Особенно интенсивные тектонические подвижки проявились в западной части бассейна р. Джиды. Разломы часто развиты вдоль контактов кембрийских отложений с интрузивами нижнепалеозойских гранитоидов или вдоль осей актиклинальных складок второго порядка в кембрийских отложениях. Они распространены также в докембрийских отложениях и в массивах нижнепалеозойских гранитоидов. Зоны разломов в общем параллельны друг другу и имеют северо-западное направление ($300-310^{\circ}$), образующее с простиранием складчатости кембрийских отложений угол $20-30^{\circ}$. В восточной части бассейна р. Джиды зоны разломов имеют северо-восточное простирание $70-80^{\circ}$. Протяжение отдельных зон разломов достигает $70-100$ км при ширине $3-10$ км. Они характеризуются развитием сильного катаклаза, милонитизации и расщепления пород.

Массивы гранитоидов гуджирского комплекса пространственно приурочены к зонам крупных разломов, возникшим еще в каледонском тектоно-магматическом цикле и подновленным в период мезозойской тектоно-магматической активизации. Наиболее крупные разломы отмечены вдоль западного и восточного контактов массивов гранитоидов джидинского комплекса. К западному контакту Шараазаргинского массива палеозойских гранитоидов в верховьях р. Джиды приурочены несколько штоков лейкократовых гранитов гуджирского комплекса: Кударинский, Ихэ-Желгинский и др. Еще больше интрузивов лейкократовых гранитов и гранит-порфиров внедрилось вдоль разлома, расположенного у восточного контакта этого массива и прослеженного в кембрийских отложениях на протяжении 70 км и более. В направлении с юго-востока к этому разлому и его продолжению в виде цепочки тел приурочены интрузивы (в верховье р. Уленга) Долон-Модонский, Хасуртский, Первомайский (или Гуджирский), Бильчирский и Унтатский.

Следующие два разлома приурочены к осям антиклинальных складок в кембрийских отложениях и частично к контактам Шабартайского массива палеозойских гранитоидов джидинского комплекса. К западному из них приурочены небольшие тела гранит-порфиров, выступающие около Шабартайского массива, на р. Маргын-Шено, и Хайхагский массив. К северу от р. Джиды эта зона недостаточно прослежена. К следующему разлому приурочены массивы лейкократовых гранитов: Джидотский, Чемуртайский, Бороктинский и несколько более мелких тел. Следующий крупный разлом проходит вдоль западного контакта Харапайского массива гранитоидов джидинского комплекса с кембрийскими отложениями. К юго-восточной части разлома приурочен Булуктайский массив, а к северо-западной части — Дунду — Тарбагатайский и несколько тел лейкократовых гранитов в верховьях р. Хуртога. Небольшие тела гранитов, выступающие на левом склоне р. Хамней, и Цаган-Нугунский массив относятся к разлому, расположенному вдоль р. Хамней — левого крупного притока р. Джиды. Между указанными крупными разломами имеется ряд более мелких разломов того же направления, к которым приурочены небольшие штоки и дайки гранитоидов гуджирского комплекса. В восточной части бассейна р. Джиды ряд небольших массивов лейкократовых гранитов выступает на правом склоне р. Джиды, в окрестностях поселков Енхор и Боци.

Массивы представляют резко выраженные гипабиссальные образования, что подтверждается развитием в них пород с неоднородным строением, меняющимся в пределах небольших участков.

Массивы гранитов гуджирского комплекса, как правило, имеют небольшие размеры (0,5 - 20 км²). Большой частью вскрыты только апикальные части массивов - наиболее верхние их части, сложенные порфировидными и мелкозернистыми гранитами или гранит-порфирами. По форме массивы представляют штоки, линзы, дайки и межформационные залежи. В плане имеют удлиненную, линзовидную или неправильную форму, вытянуты вдоль зон разломов и часто сопровождаются сателлитами. Массивы большей частью расширяются с глубиной, имеют пологие контакты, погружающиеся под породы кровли под углом 50-60°. Так, например, по данным бурения юго-восточный контакт Первомайского массива падает на юго-восток под углом 60°, а северо-западный и северо-восточный контакты имеют крутое падение к северо-западу и к северо-востоку. Долон-Модонский, Хасуртыйский и Булуктайский массивы характеризуются более крутыми контактами. В связи с тем, что у большинства массивов вскрыты только апикальные части, можно предполагать, что вдоль крупных зон разломов имеются массивы, не выступающие на дневную поверхность, и для их выявления необходимо провести геофизические и геолого-петрологические исследования вдоль зон разломов.

Тектонические нарушения, сопровождавшиеся катаклизмом гранитоидов гуджирского комплекса, возобновлялись многократно. Многие массивы развиты сетью трещин нарушений, заполняемых в дальнейшем многочисленными дайками жильных гранитов, гранит-порфиров и аплитов. Как показало детальное картирование, в Первомайском массиве наибольшее развитие получили трещины северо-западного направления (300 - 330°) с крутым падением на северо-восток под углом 70 - 90°. Вдоль трещин этого направления граниты сильно сдавлены, местами рассланцованы, содержат большие участки с зеркалами скольжения, вдоль плоскостей которых происходили перемещения отдельных блоков. К трещинам нарушений северо-западного простирания приурочена большая часть кварцевых жил и прожилков с молибденитом. Значительное распространение получили трещины северо-восточного и широтного простирания. С глубиной интенсивность трещиноватости, а также молибденовой минерализации заметно уменьшается.

Геолого-тектонические условия формирования интрузивов рудоносных гранитов свидетельствуют о возможности нахождения в пределах вышеуказанных зон разломов многих интрузивных тел гранитов, не выступающих на дневной поверхности. Косвенными признаками залегания на глубине таких массивов могут служить интенсивное развитие зон трещиноватости в породах вдоль зон разломов, появление гидротермально измененных пород в надинтрузивных зонах и наличие ореолов рассеяния некоторых элементов.

Условия формирования и закономерности распространения гранитоидных интрузий гуджирского комплекса позволяют заключить, что западная часть бассейна р. Джиды является перспективной для выявления новых массивов рудоносных гранитов. В восточной части зоны тектонической активизации небольшие интрузивы гранитов гуджирского комплекса развиты в низовьях р. Джиды, в бассейне рек Кудара - Бичура, Уда и в ряде других мест, где интрузивы приурочены к разломам северо-восточного направления.

Завершающая стадия позднемезозойской тектонической активизации характеризуется интенсивным развитием дислокационных процессов, вызвавших образование ряда крупных верхнеюрских и нижнемеловых впадин в бассейне рек Джиды, Хилка и во многих других местах южной и центральной части Западного Забайкалья. Формирование впадин сопровождалось излиянием трахибазальтовых лав хилокской свиты, переслаивающихся во впадинах с осадочными отложениями из конгломератов, песчаников, а в гусиноозерской серии - с угленосными отложениями.

Условия формирования и состав пород позднемезозойских комплексов освещены в работах Н.А. Флоренсова (1960), М.С. Нагибиной (1963), С.М. За-

мараева (1960), П.И. Налетова (1962), В.А. Соловьева (1968), Ю.В. Комарова (1972) и многих других. Биостратиграфии этих отложений посвящен ряд работ. Магматические проявления отдельных комплексов освещены в работах И.В. Белова (1963), М.И. Розина (1964). Вопросам развития разрывных структур посвящены работы Ц.О. Очирова, К.Б. Булнаева и др. (1965).

Излияния трахибазальтовых лав гусиноозерской серии сопровождались внедрением экструзивных и дайковых тел белоозерского субвулканического комплекса, состоящих из трахи-долеритов, кризанитов, гленмуиритов. Породами этого комплекса сложены несколько штоков вблизи озера Белое, в низовьях р. Джидда. По данным И.В. Белова (1963), трахи-долеритами сложен также Тамчинский силл и глен муиритами – Муртойская дайка в Гусиноозерской впадине.

К позднемезозойскому этапу относится и внедрение многочисленных даек сиенитов, сиенит-диоритов, сиенит-порфиров, фельзитов, фельзит-порфиров, диорит-порфиритов, микродиоритов, приуроченных большей частью к тем же зонам тектонических нарушений, которые возникли в раннемезозойское время. Большая часть даек имеет северо-восточное и субширотное простирание и крутое падение на юго-восток. Дайки этого комплекса прорывают отложения гусиноозерской серии. Абсолютный возраст пород даек составляет 104–114 млн. лет, что соответствует нижнемеловому возрасту.

Таким образом, мезозойская тектоническая активизация в Западном Забайкалье протекала на фоне крупных вертикальных дислокаций, сопровождавшихся воздыманием консолидированных каледонских сооружений, а также образованием многочисленных впадин-грабен, заполнявшихся излияниями трахилипаритовых и трахибазальтовых лав. В это же время возникли крупные глубинные разломы северо-западного (саянского) и северо-восточного (байкальского) направлений, параллельные бортам клиновидного выступа Сибирской платформы.

Мезозойский магматизм области тектонической активизации имеет разнообразный состав магматических комплексов и иную последовательность их формирования, чем комплексы каледонского тектоно-магматического цикла Западного Забайкалья, который имеет типичные черты геосинклинального развития. Магматическая деятельность каледонского цикла началась с формирования мощной толщи спилит-диабазовых и кварц-кератофировых отложений долон-модонской свиты нижнего кембрия. В составе свиты широко развиты диабазы, спилиты, пироксеновые, роговообманковые и плагиоклазовые порфириты. В подчиненном количестве содержатся осадочные образования, представленные песчаниками, конгломератами, известняками и сланцами. Породы интенсивно метаморфизованы и превращены в зеленые сланцы (Афанасьев, 1954; Комаров, 1972). В последующую фазу они были прорваны интрузиями ультраосновных пород цакирской формации, состоящими из дунитов, перидотитов и пироксенитов, в значительной мере превращенных в серпентиниты.

Орогенная фаза началась с внедрения интрузий основных пород атарханского комплекса, состоящих преимущественно из габбро и в меньшей степени из габбро-диоритов и диоритов. Затем произошло внедрение гранитоидов нашитуйского комплекса, представленного биотитовыми, мусковитовыми, двуслюдяными гранитами. Последующий магматизм проявился в формировании крупных батолитоподобных интрузивов джидинского комплекса, состоящих главным образом из гранодиоритов и кварцевых диоритов I фазы, гранитов и сиенитов II фазы, занимающих огромные площади.

Таким образом, каледонский геосинклинальный магматизм характеризуется формированием мощной толщи спилит-кератофировых отложений в начале цикла и внедрением батолитоподобных интрузивов гранитоидов в конце цикла.

Сопоставление мезозойского магматизма Западного Забайкалья с каледонским геосинклинальным показывает резкие отличия в составе и последовательности формирования магматических формаций. Для мезозойского магматизма характерны широкое распространение эффузивных формаций и развитие эффузивных и интрузивных пород щелочного состава. В формационном ряду отсутствуют интрузии ультраосновных и основных пород, характерных для магматизма геосинклинального цикла. Отсутствуют крупные батолитоподобные массивы грани-

тоидной формации. Интрузивные комплексы представлены главным образом небольшими массивами гранитоидов, локализованными большей частью в зонах крупных разломов, что особенно резко проявлено в западной части бассейна р. Джиды. Массивы сложены преимущественно порфиридовидными гранитами и гранит-порфирами, кристаллизовавшимися в гипабиссальных условиях. Об этом свидетельствует и развитие кварц-альбит-биотитовых роговиков в контактовых зонах гранитных массивов, характерных для метаморфических процессов эпизоды.

Мезозойский ряд магматизма отличался изменчивостью состава магматических образований, что подтверждается в неоднократном излиянии грахи-базальтов в раннем и позднем мезозое и в чередовании излияний основных эффузивов с внедрением гранитоидных интрузий.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ

Петрография раннемезозойского интрузивного комплекса

Для раннемезозойского интрузивного комплекса характерен сложный состав пород комплекса, что обусловлено главным образом становлением массивов в несколько последовательных фаз.

Выделение фаз основывается на интрузивных контактах между породами различных фаз, на наличии массивов, сложенных породами какой-либо одной фазы, и подтверждается петрогеохимическими особенностями пород, а также определениями абсолютного возраста пород различных фаз. I фаза раннемезозойского комплекса характеризуется большим разнообразием пород; в нее входят биотитовые граниты, биотит-амфиболовые граниты, граносиениты и сиениты, гранодиориты и кварцевые диориты.

Биотитовые граниты являются наиболее распространенными породами комплекса; они составляют не менее 50% от всей площади. Они слагают отдельные массивы одноактного становления (Торятский, Байбинский и др.).

Биотит-амфиболовые граниты, граносиениты и сиениты представляют эндо-контактные фации гранитных массивов. Гранодиориты и кварцевые диориты приурочены к границам между биотитовыми гранитами и вмещающими их породами; они несут признаки процессов глубинного гибридного (ксенолиты, неравномерное распределение на небольших площадях скоплений темноцветных минералов, резкие колебания количественных соотношений породообразующих минералов).

Жильные породы I фазы представлены микрогранитами, микросиенитами, гранит-порфирами, аплитами.

Породы II фазы имеют незначительное распространение и слагают мелкие штоки и линзовидные тела среди гранитоидов первой фазы. И только в Дабхорском массиве породы II фазы занимают значительные площади на западе массива. Представлены породы лейкократовыми гранитами, граносиенитами, сиенитами с щелочной роговой обманкой. Гранитоиды II фазы сопровождаются сложной серией жильных пород, представленных микрогранитами, микросиенитами, щелочными гранитами и бостонитами.

Все породы комплекса имеют лейкократовый облик, серую, розово-серую окраску, равномернозернистое или порфиридовидное сложение, только щелочные разновидности II фазы отличаются бурой, серо-бурой окраской и часто встречающейся такситовой структурой.

Главными породообразующими минералами биотитовых гранитов являются плагиоклаз (20-37%), микроклин (25-50%), кварц (20-40%), биотит (0,8-10%), роговая обманка (0-2%).

Роговообманковые и биотитовые сиениты развиты преимущественно в Дабхорском массиве. Они состоят из калиевого полевого шпата (63-66%), плагиоклаза (15-18%), кварца (5-7%), роговой обманки (5-9%), биотита (3-

7%), сфена (0,5-1,0%), апатита (0,3-0,5%), магнетита (0,5-1,0%). Граносиениты представлены теми же минералами, но в иных количественных соотношениях. В основном они состоят из микроклина (40-70%), олигоклаза (20-40%), кварца (4-20%) и биотита (1-6%). В щелочных разностях вместе с биотитом присутствует щелочная роговая обманка. Акцессорные минералы представлены сфеном, цирконом, апатитом, ортитом, магнетитом, анатазом, флюоритом и пиритом. В Торевском и Байбинском массивах присутствуют акцессорные монацит и турмалин, ортит не встречен. Вторичные минералы гранитоидов комплекса представлены серицитом, мусковитом, хлоритом. Структура пород гипидиоморфнозернистая, для краевых зон массивов аплитовидная и в щелочных гранитоидах наблюдаются переходы к трахигоидной структуре.

Взаимоотношения между породообразующими минералами позволяют говорить, что первым кристаллизовался плагиоклаз (№ 18-20), далее: биотит и роговая обманка, калиевый полевой шпат, кварц. Плагиоклаз второй генерации (альбит № 5-7) выделялся последним, он развивался по краям крупных зерен калиевых полевых шпатов, переходя в пертиты замещения. Акцессорные минералы кристаллизовались одновременно с темноцветными минералами.

Анализ взаимоотношений породообразующих минералов в гранитоидах комплекса позволил отметить некоторые особенности пород.

От биотитовых гранитов I фазы к биотит-амфиболовым граносиенитам, сиенитам и далее к щелочным разностям пород II фазы происходит смена темноцветных минералов как по количеству, так и по видовому составу. Биотит в биотитовых гранитах является единственным темноцветным минералом и составляет 3-7% объема породы. В биотит-амфиболовых гранитах и сиенитах появляется роговая обманка (5-9% объема породы), а в щелочных разностях пород комплекса она представлена рибекитом и гастингситом. Количество темноцветных минералов в породах II фазы составляет 3-5% объема породы.

Изменяются и оптические свойства и химический состав породообразующих минералов. У биотитов показатель преломления уменьшается от $N_{gI} = 1,673-1,675$ (биотит из гранитов I фазы) до $N_{gII} = 1,662-1,669$ (биотит из щелочного гранита); у роговой обманки происходит (табл. 1) увеличение показателя преломления от $N_{gI} = 1,667$ (биотит-амфиболового граносиенита, сиенита I фазы) до $N_g = 1,711$ (амфибол из щелочных пород II фазы).

Состав плагиоклаза меняется от олигоклаза (№ 18-20) в биотитовых гранитах до альбита (№ 5-7) в лейкократовых гранитах II фазы.

Калиевый полевой шпат в породах I фазы комплекса представлен нерешетчатыми зернами или зернами со слабо выраженной микроклиновой решеткой. В гранитоидах II фазы калиевый полевой шпат - микроклин-пертит. Пертитовые вроски составляют до 50% площади зерна и имеют разнообразные формы, чаще ленточные и пятнистые.

Таким образом, от биотитовых гранитов к роговообманковым сиенитам I и к щелочным гранитоидам II фазы комплекса наблюдается уменьшение поля кристаллизации плагиоклаза, соответственно увеличивается поле кристаллизации калиевого полевого шпата. Происходит закономерная смена минеральных парагенезисов от *Кв-Ми-Пл-Би* к *Кв-Ми-Пл-Би-Рог.* обм. и к *Кв-Ми-Пл-Би-Щел. рог. обм.* От биотитовых гранитов к щелочным граносиенитам уменьшается железистость биотитов (от 75 до 57%), а железистость роговой обманки увеличивается (от 50 до 69-73%).

Такое закономерное изменение минеральных парагенезисов и свойств минералов характерно при становлении гранитоидов в условиях повышения щелочности магматического расплава (Коржинский, 1956).

Химический состав гранитоидов раннемезозойского комплекса отражает генетический ряд гранитов - щелочных сиенитов.

По химической классификации А.Н. Заварицкого гранитоиды комплекса относятся к насыщенным и пересыщенным SiO_2 ($SiO_2 = 71-75\%$), к богатым щелочами ($K_2O + Na_2O = 7-12\%$) и глиноземом ($Al_2O_3 = 12-17\%$) породам (табл. 2).

Таблица 1

Химический состав роговых обманок и биотитов (в вес.%)

Компоненты	Роговая обманка			Биотит		
	биотито- вый гра- нит	биотит- амфиоло- вый гра- носиенит	граносие- нит с ще- лочным амфиолом	биотито- вый гра- нит	биотит- амфиоло- вый сие- нит	граносие- нит с ще- лочным амфиолом
	I фаза		II фаза	I фаза		II фаза
SiO ₂	46,67	45,25	46,80	32,74	33,76	34,16
TiO ₂	1,20	1,46	1,51	3,72	3,07	3,03
Al ₂ O ₃	5,45	7,72	4,77	19,19	17,43	19,86
Fe ₂ O ₃	4,12	5,92	5,11	6,67	3,96	2,32
FeO	14,70	18,45	20,95	19,84	22,86	22,31
MnO	0,72	0,85	1,39	0,46	0,62	0,22
MgO	11,38	5,67	4,65	3,64	5,21	5,10
CaO	11,33	8,95	8,87	0,10	0,26	0,05
Na ₂ O	1,77	2,56	2,93	0,24	0,25	0,24
K ₂ O	0,76	1,03	0,80	8,37	8,46	8,66
H ₂ O ⁻	1,21	0,34	0,12	0,17	0,20	0,16
H ₂ O ⁺	0,17	1,22	1,94	4,06	3,54	3,93
F	0,84	0,71	0,43	0,11	0,65	0,54
Cl	-	0,15	0,23	-	-	-
CO ₂	0,39	0,20	0,21	-	-	-
Rb ₂ O	-	-	-	0,045	-0,036	0,053
Cs ₂ O	-	-	-	0,002	-	-
Li ₂ O	-	-	-	0,045	0,019	0,03
П.п.п.				0,50		
Сумма	100,71	100,48	100,71	99,90	100,32	100,66
f (в мол.%)	47%	73	77	81	75	74
<i>N_g'</i>	1,667	1,711	1,714	1,673	1,668	1,662
<i>N_p'</i>	1,651	1,692	1,692			

От гранитов к щелочным сиенитам происходит постепенное возрастание щелочности, увеличение феррической части и уменьшение свободного кремнезема.

Общая щелочность гранитоидов комплекса увеличивается от биотитовых гранитов ($a_{\text{ср}} = 16,1$) к биотит-амфиоловым граносиенитам, сиенитам ($a_{\text{ср}} = 20,8$), к щелочным сиенитам II фазы ($a_{\text{ср}} = 23,4$). От биотитовых гранитов увеличивается и значение характеристики b ($b_{\text{ср}} = 2,09$) у биотитовых гранитов, для биотит-амфиоловых гранитов, сиенитов ($b_{\text{ср}} = 3,36$) и для щелочных сиенитов ($b_{\text{ср}} = 4,18$). Закономерно снижается количество свободного

Таблица 2

Химический состав пород раннемезозойского интрузивного комплекса (в вес. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	76,88	73,66	74,32	75,34	75,32	74,83	72,89	71,04	62,08	75,00	73,32	70,70
TiO ₂	0,18	0,26	0,19	0,14	0,08	0,32	0,17	0,21	0,98	0,11	0,30	0,40
Al ₂ O ₃	12,04	13,10	13,25	12,47	14,24	13,70	13,77	17,07	16,80	14,38	14,22	14,13
Fe ₂ O ₃	0,34	1,25	0,55	0,37	0,24	0,45	1,22	1,81	3,56	0,19	0,83	1,25
FeO	0,58	0,80	0,52	0,55	0,23	0,67	0,50	0,27	2,13	0,22	0,47	1,40
MnO	0,03	0,03	0,01	0,05	0,02	0,02	0,04	0,04	0,17	Следы	0,03	0,08
MgO	0,21	0,57	0,25	0,16	0,11	0,23	0,35	0,45	0,97	0,13	0,07	0,18
CaO	1,08	1,15	0,92	0,65	0,38	0,97	1,03	0,28	2,44	0,36	0,42	1,04
Na ₂ O	2,98	3,82	3,90	4,64	3,74	2,87	3,69	3,29	4,18	3,88	5,11	4,54
K ₂ O	5,23	4,69	5,27	5,13	4,72	5,12	5,43	5,17	6,63	5,06	4,90	5,04
P ₂ O ₅	0,19	0,09	-	0,05	0,19	0,09	0,07	0,18	0,18	-	0,00	0,00
H ₂ O ⁻	0,04	0,04	0,04	0,13	0,05	0,24	0,11	-	0,25	0,02	0,20	0,20
H ₂ O ⁺	0,34	0,35	0,41	-	0,20	0,21	0,37	-	0,40	0,78	0,22	0,30
CO ₂	-	Не обн.	-	-	-	-	Не обн.	-	-	-	0,10	0,30
S	-	0,02	-	-	-	-	Следы	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	0,02	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100,12	99,83	99,63	100,18	99,54	99,72	99,64	99,81	100,77	100,13	100,19	99,56
Аналитик	Т.М.Митюшина	О.П.Острогорская	Г.М.Варшал	О.П.Николаева	А.Н.Разживина	В.Н.Некрасова	О.П.Острогорская	А.Н.Разживина	Л.П.Некрасова	Е.М.Накина	Л.П.Некрасова	

Таблица 2 (продолжение)

Компоненты	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	70,66	64,80	72,86	70,54	66,04	65,57	61,12	61,60	75,00	64,36	73,30	62,0
TiO ₂	0,30	0,18	0,164	0,60	0,23	0,16	0,74	0,64	0,30	0,45	0,11	0,57
Al ₂ O ₃	14,55	18,89	14,30	14,15	18,08	18,05	17,48	17,75	13,14	16,81	12,33	17,44
Fe ₂ O ₃	0,35	1,79	0,84	1,38	2,40	1,18	5,85	2,03	0,58	1,08	2,58	2,06
FeO	1,15	0,30	0,58	1,14	0,08	0,83	0,22	1,95	0,40	2,71	1,28	2,68
MnO	0,05	0,03	0,036	0,08	0,065	0,06	0,16	0,09	0,07	0,15	0,02	0,12
MgO	0,52	-	0,20	0,18	-	0,48	-	1,29	0,30	0,72	0,26	0,91
CaO	0,85	0,38	0,80	0,56	-	1,21	-	2,70	1,13	1,55	0,46	2,26
Na ₂ O	5,18	6,42	5,02	4,84	6,99	9,88	6,18	5,60	3,54	5,76	4,55	5,86
K ₂ O	4,71	6,23	4,55	4,99	5,28	1,94	6,67	5,52	4,80	5,62	4,20	5,17
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-	0,00	0,00	0,03	0,09	0,05	0,17
H ₂ O ⁻	0,22	0,13	0,10	0,13	0,14	0,00	0,23	0,26	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	0,92	0,44	0,32	0,35	0,30	0,35	0,94	0,34	0,71	0,70	0,86	0,76
CO ₂	0,03	0,20	0,12	0,28	0,29	-	0,33	0,27	-	-	-	-
S	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99,49	99,79	99,89	99,22	99,895	99,71	99,92	100,04	100,00	100,00	100,00	100,00
Аналитик	Л.М.Толдова	Е.И.Ломейко	О.А.Алексеева	Л.М.Толдова	Л.П.Некрасова	Е.И.Ломейко	Л.П.Некрасова	Л.М.Толдова				

Таблица 2 (продолжение)

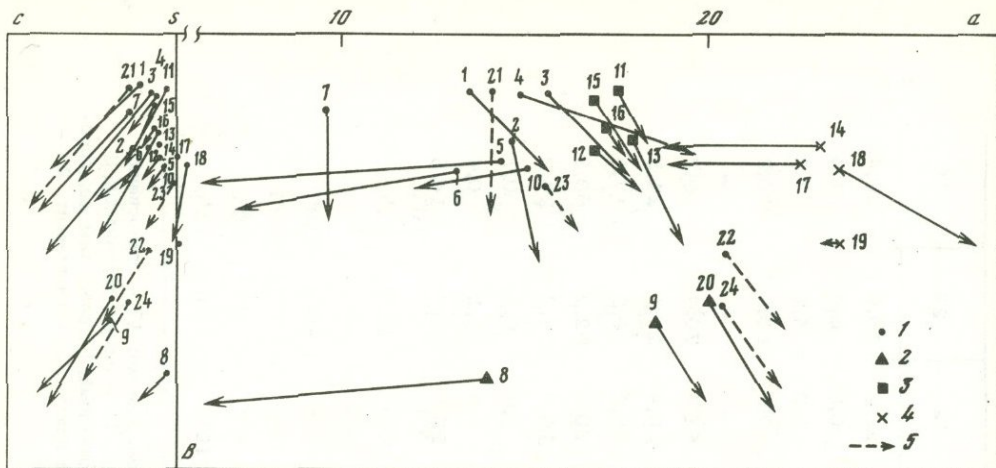
Числовые характеристики, по А.Н.Заваришкому	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<i>a</i>	13,5	14,7	15,7	14,9	14,3	13,2	9,6	13,9	18,7	15,1	17,6	17,0
<i>c</i>	1,0	1,1	0,7	0,6	0,5	1,1	1,3	0,3	1,9	0,4	0,3	0,8
<i>b</i>	1,4	2,8	1,6	1,6	3,4	3,6	2,1	9,4	7,9	3,6	1,5	3,1
<i>S</i>	84,1	81,4	82,0	82,9	81,8	82,1	87,0	76,4	71,5	80,9	80,6	79,1
<i>a'</i>	-	-	-	-	84,6	63,0	-	74,8	-	64,3	-	-
<i>f'</i>	54,6	59,5	52,0	36,0	9,6	27,8	72,4	17,7	66,6	30,3	77,4	76,6
<i>m'</i>	22,7	33,3	24,0	16,0	5,8	9,2	27,6	7,5	20,7	5,4	13,6	10,7
<i>c'</i>	22,7	7,2	24,0	48,0	-	-	-	-	12,9	-	9,1	12,8
<i>n</i>	46,6	55,0	53,0	56,0	54,5	46,0	51,3	49,1	50,0	53,8	61,1	58,0
ϕ	18,2	33,3	52,0	8,0	3,8	11,1	48,3	15,0	59,7	25,0	45,5	34,0
<i>t</i>	0,1	0,3	0,2	0,1	0,1	0,3	0,1	0,1	1,1	0,1	0,3	0,4
<i>Q</i>	40,2	32,3	31,9	35,4	34,5	36,7	53,5	24,7	3,7	31,2	25,7	23,4
<i>a/c</i>	13,5	13,3	22,4	24,8	28,6	12,0	7,3	46,3	9,09	37,7	58,7	28,2
$\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$	0,87	0,87	0,92	1,04	0,79	0,75	0,87	0,64	0,83	0,83	0,96	0,91
$\frac{MgO}{Fe_2O_3 + FeO}$	0,50	0,78	0,60	0,31	0,75	0,42	0,57	0,73	0,46	0,30	0,25	0,19
$f_m = \frac{Fe_2O_3 + FeO + TiO_2 + MnO}{Fe_2O_3 + FeO + TiO_2 + MnO + MgO} \cdot 100$	71	61	68	78	62	76	67	61	73	79	84	87

Таблица 2 (окончание)

Числовые характеристики, по А.Н.Заваришкому	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
<i>a</i>	18,0	23,0	17,0	17,4	22,6	23,6	23,6	20,2	14,2	20,6	15,6	20,4
<i>c</i>	0,6	0,5	0,7	0,6	-	0,3	-	1,8	1,3	0,8	0,4	1,4
<i>b</i>	2,7	3,0	1,8	2,6	3,4	3,6	5,7	7,3	1,5	5,9	4,1	7,3
<i>S</i>	79,0	73,5	80,5	79,4	74,0	72,5	70,7	70,7	83,0	72,7	80,2	70,9
<i>a'</i>	-	41,0	-	-	36,0	-	2,4	-	-	-	-	-
<i>f'</i>	56,0	59,0	70,4	92,0	64,0	39,2	97,6	50,0	68,2	61,4	70,4	60,7
<i>m'</i>	29,3	-	18,5	5,3	-	21,6	-	30,2	31,8	20,4	11,1	21,5
<i>c'</i>	14,6	-	11,1	2,6	-	39,2	-	19,8	-	18,2	9,5	17,8
<i>n</i>	62,6	61,0	62,7	59,0	66,9	88,7	58,5	60,8	52,8	60,8	62,2	63,3
ϕ	14,6	50,0	33,4	47,5	60,0	18,2	90,2	22,6	36,4	15,9	50,3	24,3
<i>t</i>	0,3	0,3	0,2	0,7	0,3	0,1	0,8	0,8	0,3	0,6	0,1	0,7
<i>Q</i>	21,1	0,5	26,3	23,4	2,8	2,5	5,8	0,8	33,3	3,4	29,1	0,4
<i>a/c</i>	30,0	46,0	24,2	29,0	22,6	78,5	23,6	11,2	10,1	25,7	39,0	14,5
$\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$	0,94	0,91	0,92	0,93	0,95	1,01	0,99	0,86				
$\frac{MgO}{Fe_2O_3 + FeO}$	0,63	0	0,38	0,08	0	0,67	0	0,80				
$f_m = \frac{Fe_2O_3 + FeO + TiO_2 + MnO}{Fe_2O_3 + FeO + TiO_2 + MnO + MgO} \cdot 100$	67	1	77	94	1	64	1	55				

1-2 - гранит биотитовый, Байбинский массив; 3-5 - то же, Тореатский массив; 6 - гранит биотитовый порфиридовый, Петропавловский массив; 7 - гранит биотитовый, Бургултайский массив; 8 - граносиенит биотит-роговообманковый, Хурайский массив; 9 - граносиенит биотит-роговообманковый, Цагатуйский массив; 10-13 - гранит биотитовый, I фаза, Дабхорский массив; 14 - сиенит биотит-роговообманковый, I фаза, там же;

15-16 - гранит гастингситовый, II фаза, там же; 17 - граносиенит биотит-роговообманковый, II фаза, там же; 18 - сиенит эгириновый, II фаза, там же; 19-20 - сиенит арфведсонитовый, II фаза, там же; средние составы, по Делю: 21 - гранитовый аплит, 22 - нордмаркит, 23 - гранит щелочной, 24 - сиенит щелочной.



Фиг. 1. Векторная диаграмма химических составов пород раннемезозойского интрузивного комплекса (по А.Н. Заварицкому)

1 - биотитовые граниты, граносиениты, сиениты; 2 - субщелочные граниты; 4 - щелочные сиениты; 5 - средний состав, по Дэли

кремнезема от биотитовых гранитов ($Q_{\text{ср}} = 29,5$) через биотит-амфиболовые граносиениты, сиениты ($Q_{\text{ср}} = 20,7$), к щелочным сиенитам ($Q_{\text{ср}} = 5,8$).

Фигуративные точки векторов на диаграмме, построенной по методу А.Н.Заварицкого, отражают особенности составов выделенных групп пород (фиг.1).

Для комплекса в целом характерно скопление фигуративных точек в верхней части плоскости asb (низкое значение параметра b), что соответствует лейкократовому облику пород, а высокое значение параметра a ($a = 13-24$) указывает на высокую щелочность пород. Пологий наклон векторов влево (пересыщенность глиноземом) характерен для пород с высоким содержанием биотита (биотитовые граниты), наклон векторов вправо соответствует породам, содержащим роговую обманку.

Фигуративные точки векторов на плоскости csb расположены вблизи оси sb , что указывает на бедность гранитоидов анортитовой составляющей, наклон векторов свидетельствует о незначительном преобладании калия над натрием.

В целом гранитоиды раннемезозойского комплекса относятся к породам субщелочного ряда.

Распределение щелочей и некоторых редких элементов в породах комплекса

Наряду с изучением петрогенных элементов в гранитоидах раннемезозойского комплекса проводилось изучение распределения щелочей (калия, натрия) и характерных для гранитоидов элементов-примесей - рубидия, цезия, лития, бериллия, галлия, ниобия, иттрия, свинца, цинка, олова и молибдена.

Содержания калия, натрия, рубидия, цезия определялись методом фотометрии пламени в химической лаборатории ИГЕМ аналитиками С.И.Гундиенковой и С.А.Волковым. Анализы на элементы-примеси были выполнены в спектральной лаборатории аналитиками А.С.Дудькиной, А.Ф.Маргьновой и Ф.И.Суминой.

Сравнение результатов анализов (табл. 3) для различных по составу групп гранитоидов комплекса показывает закономерное изменение щелочей и редких элементов в генетическом ряду комплекса биотитовый гранит - щелочной сиенит.

Среднее содержание калия и натрия в гранитоидах выше кларковых для подобных пород и количество их закономерно увеличивается к щелочным гранитам и сиенитам комплекса, причем увеличение содержания калия незначительное, натрия почти в два раза.

Таблица 3

Средние содержания щелочей и элементов в гранитоидах раннемезозойского интрузивного комплекса (в %)

Элементы	I фаза			
	число проб	биотитовый гранит	число проб	биотитамфиболовый граносиенит, сиенит
K	48	4,79	32	5,02
Na	48	3,48	32	4,83
Rb	48	0,016	32	0,019
Li	48	0,0031	32	0,0020
Be	71	0,0002	45	0,0004
Ga	71	0,003	45	0,001
Pb	71	0,005	45	0,003
Zn	71	0,0021	45	0,004
Sn	71	0,0009	45	0,0004
Mo	63	0,0002	26	0,0001
Nb	20	0,0021	14	0,0030
V ₂ O ₃	20	0,0035	14	0,0044
Cs	48	0,0003	32	0,0004

Таблица 3 (окончание)

Элементы	II фаза				Кларк, по А.П.Виноградову (1962), для кислых пород
	число проб	гранит с гастингситом	число проб	щелочной сиенит	
K	36	4,86	28	5,58	3,34
Na	36	5,03	28	6,94	2,77
Rb	36	0,019	28	0,022	0,020
Li	36	0,0020	28	0,0016	0,004
Be	54	0,0006	40	0,0006	0,00055
Ga	54	0,004	40	0,004	0,0020
Pb	54	0,003	40	0,003	0,0020
Zn	54	0,009	40	0,01	0,0060
Sn	54	-	40	-	0,0003
Mo	30	-	40	-	0,0001
Nb	11	0,003	15	0,006	0,002
V ₂ O ₃	11	0,006	15	0,008	0,002
Cs	36	0,0001	28	0,0002	0,0005

Содержание рубидия и бериллия близко кларкам. Заметно накопление их в последних дифференциатах комплекса. От биотитовых гранитов (0,016) к щелочным сиенитам (0,022) содержание рубидия увеличивается в 1,5 раза, бериллия (0,0002 до 0,0006) в три раза.

Литий в гранитоидах содержится в количестве меньших средних содержаний и заметно уменьшается в сторону щелочных сиенитов. Это, по-видимому, связано с закономерным уменьшением количества главного концентратора лития — биотита в щелочных разностях комплекса.

Для олова, свинца и цинка отмечаются содержания выше кларковых для подобных пород. Причем при среднем содержании олова 0,0009% в отдельных

пробах Торватского массива количество олова повышается до 0,0022%. Для свинца характерно устойчивое равномерное распределение в породах комплекса. Прямой зависимости содержания свинца от содержания калия в породах, как отмечают некоторые исследователи (Таусон, 1961), не наблюдается. Содержание цинка постепенно увеличивается в конечных дифференциатах комплекса, в то время как (Mg+Fe) в процессе становления (Петрова, 1972) остается постоянной.

Молибден в биотитовых гранитах содержится в количествах, равных кларку для гранитов (Виноградов, 1962), а породы, богатые щелочами (амфиболовые граниты – граносиениты), бедны молибденом, в щелочных сиенитах молибден не улавливается совсем.

Ниобий в пределах интрузивных фаз распределен довольно равномерно, и только в щелочных сиенитах содержание его увеличивается в два раза.

*Петрографическая характеристика гранитоидов
среднемезозойского интрузивного комплекса*

К интрузивным образованиям этого периода относятся субщелочные и щелочные гранитоиды, слагающие ряд массивов. Самый крупный массив щелочных пород различных размеров – Енкорский (около 300 км²), расположенный

Таблица 4

Химический состав амфиболов субщелочных и щелочных гранитоидов массива Ен

Минералы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
Роговая обманка из сиенито-диорита	40,50	1,38	9,50	8,39	14,74	1,61	7,83	11,12
Гастингсит из амфиболового сиенита	42,92	0,36	10,01	7,20	14,54	0,75	8,65	10,40
Гастингсит из щелочного граносиенита	42,60	1,61	9,24	7,34	12,40	0,70	9,31	8,70
Арфведсонит из щелочного сиенита	46,49	2,56	9,06	8,61	9,82	0,32	7,92	6,04

вдоль крупного разлома, проходящего в северо-восточном направлении вдоль оси древней антиклинальной структуры. Бодийский и Ичетуйский массивы щелочных пород приурочены к юго-западному продолжению разлома; на северо-восточном участке этого же разлома или на его ответвлении находится Боргойский массив щелочных пород.

Часто формирование массивов происходило в две фазы. Преобладающее место по площади распространения занимают породы I фазы. Представлены они субщелочными, щелочными гранитоидами и нередко гибридными породами; II фаза комплекса отличается заметным однообразием пород и представлена лейкократовыми граносиенитами и гранитами. Среди пород I фазы широко развиты биотитовые, биотит-амфиболовые, амфиболовые граниты, граносиениты, сиениты. Гастингситовые и арфведсонитовые сиениты и граносиениты встречаются среди роговообманковых и биотит-роговообманковых сиенитов и имеют с ними постепенные взаимные переходы.

Нефелиновые сиениты наблюдаются среди щелочных пород в виде небольших тел размером от 2 × 5 и 5 × 20 до 50 × 100 и 100 × 100 м в краевых частях массивов.

Широкое развитие гибридных пород в приконтактных зонах массивов обусловлено процессами ассимиляции и гибридизма. Наблюдается постепенный пе-

хорский (в вес. %)

Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	F	Cl	CO ₂	Сумма	Оптические свойства
1,95	1,00	0,95	0,85	0,10			99,92	cNg=18 2V=-74 Ng > Nm > Np Ng – зеленый Np – бледно-коричневый n _g = 1,698; n _p = 1,680
1,96	1,29	0,16	1,66				99,90	cNg=25, 2V=-57 Ng > Nm > Np Ng – голубовато-зеленый Np – бледно-коричневый n _g = 1,694; n _p = 1,677
2,64	1,52	0,50	1,58	0,42	0,24	0,43	99,12	cNg=25, 2V=-54 Ng > Nm > Np Ng – голубовато-зеленый Np – бледно-коричневый n _g = 1,671, n _p = 1,652
5,52	1,81	1,01	0,55	0,40			99,71	2V=-50 cNp=18 Np > Nm > Ng Np – синий Ng – зеленовато-желтый Nm – фиолетовый n _p = 1,715; n _g = 1,697

реход от сиенито-диоритов к порфиroidным сиенитам и далее в глубь массивов к амфиболовым сиенитам. В пределах эндоконтактных зон и апикальных частей отдельных массивов интрузивные породы содержат ксенолиты вмещающих пород. Ксенолиты разнообразны по форме и размерам, имеют более темную окраску, обусловленную большим количеством темноцветных минералов.

Для щелочных пород I фазы характерны мелко-, средне- и крупнозернистая до пегматоидной структуры. Текстура преимущественно массивна, переходящая в гнейсовидную в краевых частях массивов.

Биотитовые, биотит-амфиболовые, амфиболовые граносиениты, сиениты - лейкократовые, среднезернистые, крупнозернистые породы, серого цвета. Минеральный состав этих пород следующий: микроклин-пертит (55-85%), плагиоклаз (до 10%), амфибол (1-8%), биотит (2-5%), кварц (2-15%). Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, сфеном, апатитом, цирконом, ортитом, торитом, пироклоном, флюоритом. В породах краевых фаций появляется апатит с многочисленными твердыми включениями, гранат, турмалин. В нефелиновых сиенитах - бастнезит, цирколит.

Арфведсонитовые и гастингситовые граносиениты и сиениты по минеральному составу похожи на вышеописанные субщелочные породы и отличаются от них только присутствием арфведсонита (1 - 8%) или, что чаще, гастингсита (1 - 11%).

Нефелиновые сиениты представляют породы лейкократового облика, характеризуются совершенно одинаковым минеральным составом, общими петрохимическими и геохимическими особенностями с биотит-амфиболовыми и амфиболовыми сиенитами. Основу породы составляют таблитчатые кристаллы микроклин-пергита (50-70%), нефелина (10-30%), эгирина-авгита (5-10%), биотита (1-10%), альбита (5-10%), щелочного амфибола (1-8%).

Для всех субщелочных и щелочных гранитоидов I фазы микроклин-пертит составляет большую часть общего количества светло-цветных минералов, представленный крупными таблитчатыми и призматическими зернами. Характерной особенностью является ингенсивная пертитизация. Количество пертитов варьирует в широких пределах, составляя иногда более 50% объема зерен. Форма пертитов - ленточная, прожилковая, веретенообразная. Пертиты прожилковой формы, переплетаясь и сливаясь, иногда образуют участки шахматного альбита.

Нефелин, представленный изометричными близкими к прямоугольным зернами от 0,5 до 3 мм по длинной оси, в породе распределен неравномерно. Зерна нефелина часто содержат включения эгирина, биотита, роговой обманки и замещаются мелкочешуйчатым агрегатом либнерита или неправильными зернами канкринита. Замещение происходит как по трещинам, так и с периферии зерен. Показатели преломления нефелина из трех массивов (Боргойский, Боийский, Енхорский) близки и варьируют $n_g = 1,535 - 1,552$; $n_p = 1,535 - 1,543$.

Амфибол является одним из широко распространенных породообразующих минералов пород комплекса. Состав и количество этого минерала варьируют в широких пределах. В гибридных породах присутствует обыкновенная роговая обманка; она же в единичных зернах встречается в наиболее лейкократовых разностях II фазы. Амфиболовые граносиениты и сиениты содержат гастингсит, щелочные сиениты - щелочную роговую обманку (табл. 4),

Эгирина-авгит встречается спорадически в виде мелких короткостолбчатых кристаллов. Оптические свойства минерала непостоянны: $c:Np$ изменяется и составляет $5 - 42^\circ$, $2V = 65 - 78^\circ$.

Биотит постоянно присутствует во всех фациальных разновидностях пород комплекса. Представлен он как крупными пластинками, так и мелкочешуйчатым агрегатом, встречающимся вместе с зернами роговой обманки. Минерал бурозеленого цвета, с плеохроизмом от буро-зеленого до буровато-желтого. Биотиты из разных массивов (Енхорский, Боргойский, Боийский, Ичетуйский) имеют почти одинаковые оптические и химические свойства (табл. 5).

Анализ микроструктурных взаимоотношений породообразующих минералов показал, что нефелин в породе представляет собой магматическое образование

Таблица 5

Химический состав биогитов (в вес. %) из различных массивов

Компоненты	Енхорский			Боцийский	Боргойский	Ичетуйский
	амфиболо- вый сиенит	Гастингси- товый гра- носиенит	нефелино- вый сиенит	нефелиновый сиенит		
SiO ₂	34,25	38,23	32,23	34,46	34,40	34,10
TiO ₂	5,46	1,60	1,97	2,89	2,46	3,00
Al ₂ O ₃	12,80	12,21	20,68	21,63	16,17	16,60
Fe ₂ O ₃	7,92	4,21	5,52	3,16	6,25	6,97
FeO	13,50	13,05	23,39	20,66	20,00	20,10
MnO	0,81	2,10	1,80	1,40	1,90	1,90
MgO	11,91	13,00	0,62	1,57	4,33	4,71
CaO	1,16	1,66	0,00	0,34	2,00	1,33
Na ₂ O	0,25	0,43	0,20	0,36	0,58	0,26
K ₂ O	8,80	8,21	9,27	9,70	8,89	9,31
H ₂ O ⁻	-	0,40	0,30	0,030	-	0,000
H ₂ O ⁺	1,61	2,60	3,26	2,54	2,84	2,45
F	2,44	2,04	0,03	0,80	0,72	0,38
CO ₂		0,03	0,22			
Rb ₂ O	0,0646	0,126	0,103	0,113	0,102	0,106
Cs ₂ O	0,0136	0,0112	0,001	0,006	0,0037	0,002
Li ₂ O	0,121	0,175	0,111	0,542	0,110	0,111
Сумма	101,10	100,15	99,70	100,19	100,75	101,32
f (в мол.%)	52%	44	96	90	78	77
N _m '	1,656- 1,658	1,655- 1,658	1,670- 1,672	1,665- 1,669	1,662- 1,664	1,660- 1,664

и по времени образования опережает биогит и эгирин. Эгирин и биогит, биогит и роговая обманка встречаются совместно.

Вторичные минералы представлены либнеритом, канкринитом и мусковитом, развивающимися по нефелину, биогитом и хлоритом, замещающим роговую обманку, альбитом, образующим пертиты замещения и каемки около кристаллов микроклин-пертита.

Петрохимия щелочных и субщелочных гранитоидов

Химический состав пород среднемезозойского комплекса (табл. 6) позволяет выявить ряд петрохимических особенностей, связанных с условиями образования различных типов пород.

По химизму породы комплекса относятся к гранитоидам субщелочного и щелочного ряда. Для пород характерно высокое содержание SiO₂, что обуславливает присутствие кварца во всех разновидностях пород комплекса. Наиболее высокое содержание кремнекислоты характерно для последних дифференциатов (лейкократовые граниты - SiO₂ = 73-74%) и наименьшее - для гибридных пород (сиенито-диориты - SiO₂ = 46,2%).

Таблица 6

Химический состав пород среднеэозойского (щелочного) интрузивного комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	
SiO ₂	46,20	55,54	55,80	56,48	56,54	56,66	57,80	57,90	
TiO ₂	2,04	0,17	0,27	0,20	0,57	1,40	0,43	0,90	
Al ₂ O ₃	13,98	22,32	20,42	21,51	20,75	14,85	17,55	17,39	
Fe ₂ O ₃	5,97	3,65	2,52	2,30	2,93	7,01	3,80	5,22	
FeO	8,80	1,62	2,69	2,24	2,88	2,52	3,04	2,04	
MnO	0,30	0,03	0,18	0,08	0,17	0,27	0,22	0,11	
MgO	6,01	0,21	0,43	0,71	0,47	1,38	0,50	1,98	
CaO	8,34	1,33	0,97	1,91	1,38	2,84	2,31	5,02	
Na ₂ O	3,20	4,93	9,29	6,75	5,45	4,52	6,45	5,64	
K ₂ O	3,42	6,84	5,57	5,82	6,10	6,16	5,69	3,02	
H ₂ O ⁻	0,17	-	0,22	0,00	0,09	0,17	0,25	0,16	
H ₂ O ⁺	1,36	1,58	1,06	0,82	1,34	0,64	0,91	0,52	
CO ₂	0,06	1,11	0,09	0,52	1,30	0,86	0,84	0,13	
P ₂ O ₅	0,63	0,064	Не опр.	0,10	Не опр.	0,42	0,17	0,29	
S	-	0,03	То же	0,04	То же	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
Сумма	100,48	99,424	99,51	99,48	99,97	99,70	99,96	100,32	
Аналитик			Е.М. Нактинас				Е.Д. Ко-ролева		Е.М. Нак
Q	19,4	13,4	27,3	16,6	10,9	6,9	14,0	7,9	
$al = \frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$	0,64	0,69	1,04	0,81	0,75	0,95	0,96	0,72	
$\frac{MgO}{Fe_2O_3 + FeO}$	0,93	0,11	0,18	0,38	0,19	0,43	0,14	0,80	
fm =	56	90	86	74	86	75	89	60	
$\frac{Fe_2O_3+FeO+TiO_2+MnO}{Fe_2O_3+FeO+TiO_2+MnO+MgO} \cdot 100$									

Числовые характеристики по А.Н. Заварицкому	1	2	3	4	5	6	7	8
a	12,0	21,4	28,0	24,6	21,3	19,1	22,7	16,9
c	3,4	1,6	1,3	2,4	1,9	0,5	0,6	3,3
b	30,6	11,5	5,7	5,5	10,0	14,5	10,7	12,7
s	54,0	65,5	65,0	67,5	66,8	65,9	66,0	62,1
a'	-	54,7	-	13,0	36,0	-	-	-
f'	44,8	42,2	67,0	65,0	55,0	62,0	71,1	51,3
m'	33,0	3,1	12,2	22,0	9,0	16,6	7,5	26,5
c'	22,2	-	20,8	-	-	21,4	21,4	22,2
n	59,0	52,6	70,5	63,6	57,0	52,5	63,0	74,0
φ	16,8	28,6	17,1	37,2	25,0	43,0	30,0	35,7
t	3,1	0,2	0,4	0,3	0,8	1,8	0,5	1,1
Q	19	13,4	27,3	16,6	10,9	6,9	14,0	7,9
a/c	35,0	13,5	21,6	10,0	11,2	38,2	37,4	5,10

	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	57,94	58,20	58,3	58,72	58,90	59,22	59,90	60,60	60,99
	0,92	0,79	0,75	0,35	0,70	0,68	0,75	0,50	0,58
	16,73	18,59	17,10	20,82	18,50	18,53	18,14	18,16	19,34
	6,53	1,51	3,40	1,76	1,78	4,10	2,41	1,97	3,19
	2,03	2,05	4,07	1,70	4,05	2,26	1,92	3,80	0,84
	0,19	0,15	0,28	0,97	0,20	0,07	0,12	0,20	1,03
	0,46	1,67	0,87	0,22	-	0,54	1,04	Следы	0,25
	2,48	3,24	1,87	1,19	1,57	0,40	2,09	1,70	0,86
	4,90	6,07	5,86	7,02	5,41	7,20	5,41	6,74	8,23
	6,82	5,87	6,32	5,01	7,56	5,37	5,72	5,75	3,33
	0,17	-	0,15	0,37	0,16	0,22	0,46	0,36	0,23
	0,37	0,47	0,85	1,64	0,84	1,13	0,43	0,70	0,89
	0,04	1,09	0,15	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,67	Не опр.	Не опр.
	0,19	Не опр.	Не опр.	То же	То же	0,032	Не опр.	То же	То же
	Не опр.	То же	То же	"	"	Не опр.	То же	"	"
	99,77	99,70	99,97	99,77	99,67	99,75	99,06	100,48	99,71
	тинас	И.В. Басалаева	Е.М. Нактинас	С.В. Мансурова	Н.Н. Никольская	Е.М. Нактинас	О.Г. Унанова		С.В. Мансурова
	7,5	10,6	10,7	11,4	10,2	11,3	3,8	8	7,3
	0,92	0,83	0,96	0,82	0,93	0,95	0,83	0,96	0,89
	0,16	1,1	0,28	0,14	0	0,22	0,63	0	0,19
	88	54	81	91	1	84	66	1	89

	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	20,8	22,2	22,2	23,5	23,7	24,0	20,3	23,1	23,2
	0,9	1,6	0,3	1,2	1,0	0,5	2,0	0,5	0,9
	10,8	8,4	10,5	6,9	6,2	6,9	8,3	7,2	5,9
	67,5	67,8	67,0	68,4	69,1	68,6	69,4	69,2	70,0
	-	-	-	34,3	-	2,0	-	-	18,0
	72,5	38,0	67,3	60,6	93,0	85,9	47,5	75,5	76,0
	7,0	34,0	14,4	5,1	-	12,1	20,8	-	6,0
	20,5	28,0	18,3	-	7,0	-	31,7	24,5	-
	52,3	61,0	58,7	68,0	52,0	67,1	58,3	64,1	79,0
	52,6	14,0	27,5	22,0	25,0	52,5	25,0	22,6	46,0
	1,1	1,0	1,0	0,5	0,9	0,9	0,9	0,6	0,5
	7,5	10,4	10,7	11,4	10,2	11,3	3,8	8,3	7,3
	23,1	13,8	74,0	19,0	23,7	4,80	10,0	56,0	25,0

Таблица 6 (окончание)

Компоненты	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO ₂	61,12	62,57	64,61	69,07	65,06	65,94	68,20	69,47
TiO ₂	0,57	0,74	0,57	0,36	0,55	0,35	0,58	0,31
Al ₂ O ₃	19,17	18,79	18,25	15,17	18,13	17,73	15,80	15,73
Fe ₂ O ₃	2,27	1,77	1,52	1,56	1,50	1,04	0,72	1,11
FeO	1,78	1,48	1,02	1,52	1,25	0,95	2,55	1,03
MnO	0,13	0,11	0,09	0,05	0,06	0,06	0,10	0,09
MgO	0,81	0,81	0,67	0,67	0,23	0,34	0,22	0,32
CaO	1,97	1,53	1,16	1,39	0,46	0,30	0,70	1,73
Na ₂ O	6,14	6,11	5,60	4,62	6,20	5,75	5,19	4,71
K ₂ O	5,95	5,50	6,33	4,81	6,42	7,26	5,67	4,85
H ₂ O ⁻	0,14	0,04	0,20	-	0,33	-	0,30	-
H ₂ O ⁺	0,17	0,26	0,20	0,26	0,33	0,26	0,23	0,39
CO ₂	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
P ₂ O ₅	То же	То же	То же	0,24	То же	0,12	То же	То же
S	"	"	"	Не обн.	"	Не обн.	"	"
Сумма	100,22	99,71	100,22	99,72	100,52	100,09	100,26	99,74
Аналитик	О.Г.Уна- нова	Е.М.Нак- тинас	Н.В.Кор- сакова	Е.Н.Ло- мейко	О.Г.Уна- нова	Е.И.Ло- мейко	О.Г.Уна- нова	Е.И. Ло- мейко
Q	5,26	0,3	3,4	19,8	1,9	2,7	19,9	20,6
$al = \frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$	0,87	0,85	0,88	0,84	0,94	0,98	0,92	0,83
$\frac{MgO}{Fe_2O_3 + FeO}$	0,62	0,62	0,70	0,52	0,19	0,39	0,13	0,33
fm =	67	68	67	69	87	77	90	79
$\frac{Fe_2O_3 + FeO + TiO_2 + MnO}{Fe_2O_3 + FeO + TiO_2 + MnO + MgO} \cdot 100$								

Числовые харак- теристики по А.Н. Заварицкому	18	19	20	21	22	23	24	25
a	22,3	21,4	21,4	22,6	23,0	16,9	19,2	17,1
c	1,8	1,9	1,4	0,5	0,3	1,6	-	1,8
b	5,4	4,5	3,5	3,1	2,2	3,9	3,9	2,8
s	70,5	72,2	73,7	73,8	74,5	77,6	76,9	78,3
a'	-	3,0	4,0	13,0	-	-	22,4	-
f'	61,0	66,7	62,5	76,0	75,8	70,7	69,0	69,0
m'	26,0	30,3	33,5	11,0	21,8	27,6	8,6	16,7
c'	13,0	-	-	-	3,0	1,7	-	14,3
n	60,5	62,8	57,3	60,0	54,7	59,2	57,7	59,8
φ	36,7	30,3	34,6	39,0	36,4	34,4	20,0	48,3
t	0,8	0,9	0,7	0,5	0,5	0,4	0,7	0,3
Q	5,3	0,3	3,4	1,9	2,7	19,8	15,4	20,6
a/c	13,0	12,0	15,0	45,0	77,0	10,5	18,30	9,4

1 - биотит-роговообманковый сиенито-диорит, Енхорский массив; 2 - либнеритовый сиенит, Бошйский массив; 3-5 - нефелиновый сиенит, Боргойский массив; 6 - биотит-роговообманковый сиенит, Енхорский массив; 7 - гастингситовый сиенит, Боргойский массив; 8 - роговообманковый сиенит, Енхорский массив; 9,10 - биотит-роговообманковый сиенит, Енхорский массив; 11 - эгиринитовый сиенит, Бошйский массив; 12, 13 - нефелиновый сиенит, Бошйский массив; 14 - нефелиновый сиенит, Енхорский массив; 15 - арфведсонитовый сиенит, там же; 16 - то

	26	27	28	29	30	31	32	33	34
	72,15	72,50	73,20	74,30	73,30	62,0	54,63	58,65	61,58
	0,20	0,21	0,16	0,05	0,11	0,57	0,86	0,86	0,33
	13,90	14,12	13,81	13,31	12,33	17,44	19,89	16,38	18,37
	0,70	1,32	0,95	0,96	2,58	2,06	3,37	3,65	2,28
	1,05	0,37	0,91	0,67	1,28	2,68	2,30	3,09	1,71
	0,054	0,10	0,05	0,07	0,02	0,12	0,35	0,15	0,11
	0,30	-	0,10	0,48	0,26	0,91	0,87	3,06	0,69
	1,20	0,30	0,79	0,78	0,46	2,26	2,51	4,45	1,79
	3,90	5,22	3,84	3,87	4,55	5,86	8,26	3,48	6,45
	5,62	5,50	5,49	4,84	4,20	5,17	5,46	4,79	5,70
	0,80	-	0,24	0,20	0,86	0,76	1,35	1,13	0,70
		0,28	0,44	0,16					
	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,15					
	То же	То же	0,12	Следы	0,05	0,17	0,25	0,31	0,29
	"	"	Не обн.	Не обн.					
	99,874	99,92	100,10	99,84	100,00	100,00	100,00	100,0	100,0
	Л.М.Тол- донова	Л.П.Нек- расова	Е.Д.Ко- ролева	Е.М.Нак- тинас					
	27,4	22,9	29,5	32,5					
	0,90	1,02	0,88	0,87					
	0,37	0	0,17	0,80					
	77	1	87	59					

	26	27	28	29	30	31	32	33	34
	16,3	18,1	15,9	14,9	15,6	20,4	26,4	14,8	20,6
	0,9	0,6	0,9	0,9	0,1	1,4	0,3	3,7	0,8
	2,3	1,8	2,1	2,6	4,1	7,3	9,7	13,3	5,9
	80,5	79,5	81,1	81,6	80,2	70,9	63,9	68,2	72,7
	-	-	12,5	15,0	-	-	-	-	-
	58,8	82,0	78,1	55,0	79,4	60,7	55,3	47,1	61,4
	20,6	-	9,4	30,0	11,1	21,5	15,6	39,4	20,4
	20,6	18,0	-	-	9,5	17,8	29,1	13,5	18,2
	51,6	58,0	51,3	54,9	62,2	63,3	69,7	52,3	60,8
	23,5	57,0	37,5	30,0	50,8	24,3	29,8	23,8	15,9
	0,2	0,2	0,2	0,08	0,1	0,7	1,2	1,1	0,6
	27,5	22,2	29,5	32,5	29,1	04	25,9	3,1	3,4
	18,0	32,5	17,8	16,6	15,60	14,6	88,0	4,0	25,8

же, Бошйский массив; 17 - нефелиновый сиенит, Бошйский массив; 18 - биотитовый сиенит, Енхорский массив; 19 - биотитовый сиенит, Баян-Ундурский массив; 20 - то же, Енхорский массив; 21 - биотитовый граносиенит; 22, 23 - биотитовый сиенит, Енхорский массив; 24 - граносиенит лейкократовый, там же; 25 - граносиенит лейкократовый, Енхорский массив; 26 - 29 - гранит лейкократовый, там же; средние составы, по Дзели: 30 - гранит щелочной, 31 - сиенит щелочной, 32 - сиенит нефелиновый, 33 - сиенит щелочно-земельный, 34 - пу-ласкит.

Содержание щелочей в породах меняется в значительных пределах (8–12%). Отношение $K_2O:Na_2O$ для различных типов пород неодинаково. Так, в нефелиновых сиенитах Na_2O преобладает над K_2O , отношение $Na_2O:K_2O = 1,31$; в щелочных сиенитах содержание K_2O часто равно содержанию Na_2O , отношение $Na_2O:K_2O = 1,05$; в биотитовых, биотит-роговообманковых сиенитах доля K в сумме щелочей увеличивается и отношение $Na_2O:K_2O$ снижается до 0,96; в лейкократовых гранитах и граносиенитах отношение $Na_2O:K_2O$ равно 0,81.

Такое изменение в распределении щелочей объясняется тем, что от сиенитов и граносиенитов I фазы комплекса к лейкократовым гранитам и граносиенитам в щелочных полевых шпатах происходит увеличение доли K_2O и уменьшение — Na_2O . Щелочные темноцветные и биотит из-за незначительного количества в породах особого влияния на баланс щелочей не оказывают.

Содержание оснований Fe_2O_3 , FeO , MnO , CaO убывает от сиенитов I фазы к лейкократовым гранитам II фазы. Самое высокое содержание оснований отмечается в гибридных породах — сиенито-диоритах.

На диаграмме числовых характеристик (фиг. 2), рассчитанных по А.Н. Заваришскому (1941), выделяются четыре группы фигуративных точек.

Первая группа объединяет фигуративные точки нижней части диаграммы, представляющие химические составы различных типов сиенитов. Биотит-роговообманковые, роговообманковые сиениты — породы, пересыщенные глиноземом, слабо насыщенные SiO_2 ($Q = -6,9 - 1 - 7,9$) и богатые щелочами ($a:c = 13,8-38,2$). Они занимают промежуточное положение между щелочно-земельными и щелочными сиенитами и связаны между собой постепенными переходами. От щелочно-земельного сиенита среднего типа, по Дэли, биотит-роговообманковые, роговообманковые сиениты отличаются более высокой щелочностью (a) и меньшим количеством темноцветных минералов (b). Щелочные сиениты близки к среднему типу щелочного сиенита, отличаются от него повышенным содержанием щелочей ($a:c = 10-56$) и более меланократовым характером (b).

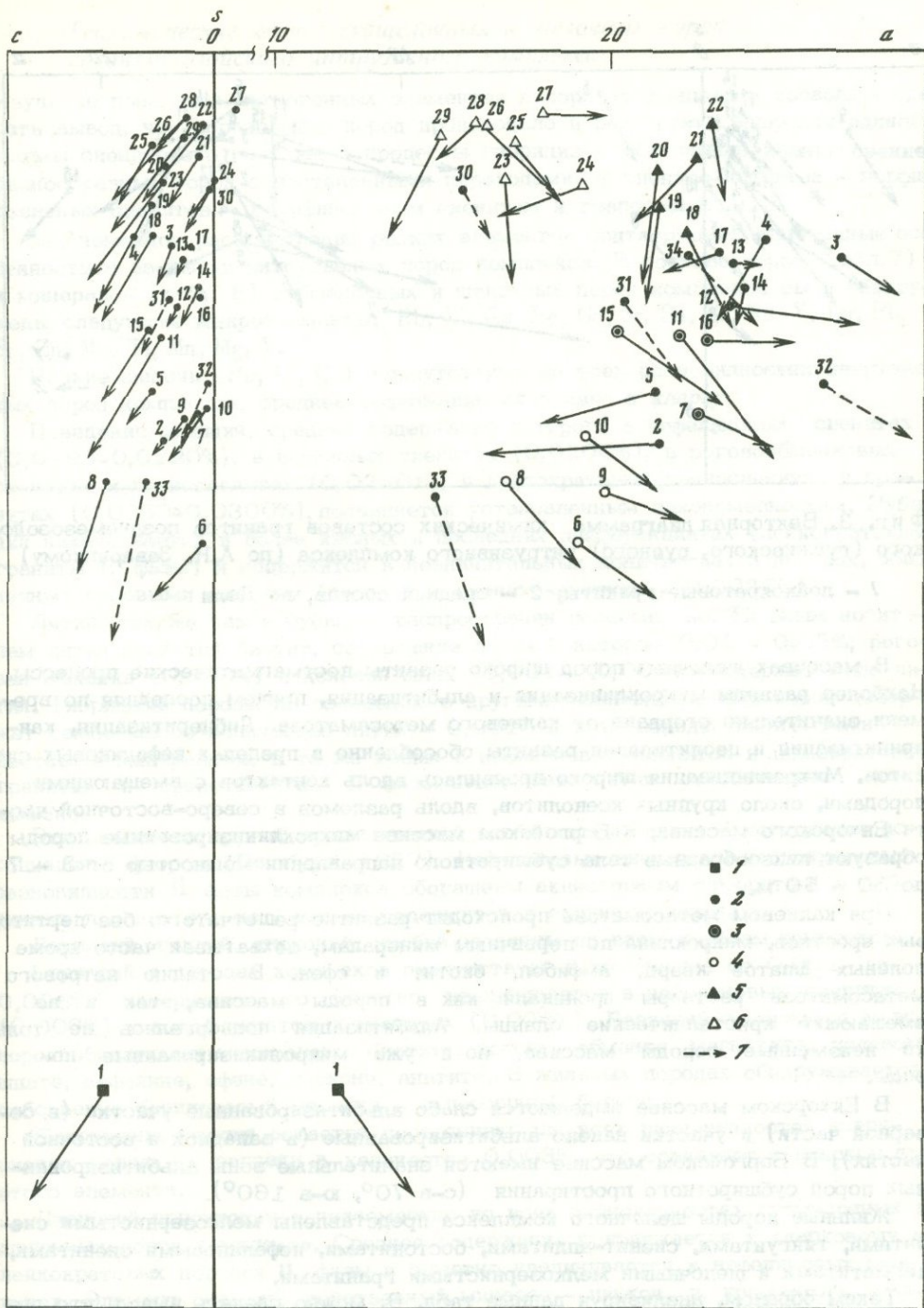
Нефелиновые сиениты на векторной диаграмме (фиг. 2) образуют вторую группу точек, расположенную между фигуративными точками среднего типа пуласкита и нефелинового сиенита. Нефелиновые сиениты являются породами лейкократовыми ($b = 5,7-6,2$) и от среднего типа нефелинового сиенита, по Дэли, отличаются повышенной глиноземистостью и более низким содержанием щелочей. Биотитовые сиениты и граносиениты являются самыми лейкократовыми породами ($b = 2,2 - 4,5$) среди разного типа сиенитов комплекса. Они насыщены SiO_2 ($Q = 1,9 - 3,5$), богаты щелочами ($a:c = 12 - 45$) и глиноземом. От пуласкитов, по Дэли, отличаются меньшим значением параметра b и пересыщенностью глиноземом (крутой наклон векторов влево).

Породы II в отличие от пород предшествующей фазы внедрения однородны по своему минеральному составу и структуре. Они представлены кали-натриевым полевым шпатом, биотитом, олигоклазом, гастингситом и кварцем. Из аксессуарных минералов присутствуют апатит, циркон, сфен, магнетит, ильменит, торит, ортит, флюорит, монацит.

Химический состав гранитов и граносиенитов II фазы характеризуется высоким по сравнению с породами I фазы содержанием SiO_2 (69 — 74%) и более низкими — Al_2O_3 , MgO , $FeO + Fe_2O_3$. Содержание щелочей остается таким же, как и в щелочных породах I фазы (10 — 13%).

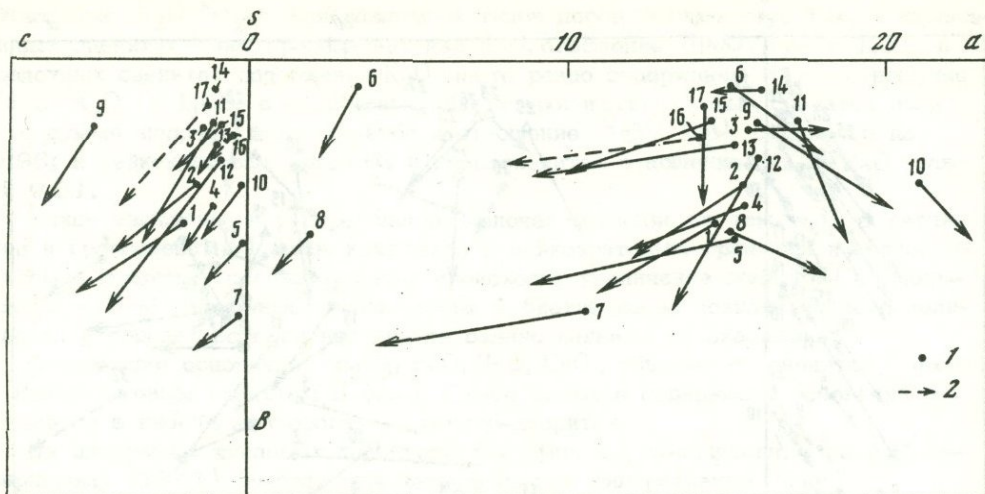
На векторной диаграмме А.Н. Заваришского фигуративные точки пород II фазы занимают самое верхнее положение и образуют четвертую группу скопления точек.

Граносиениты и граниты характеризуются низким значением параметра b (1,9 — 3,4) и высокой щелочностью a (15 — 20). Положение же точек на плоскости csb вблизи оси sb показывает бедность анортитовой составляющей, а наклон векторов свидетельствует о незначительном преобладании K_2O над Na_2O .



Фиг. 2. Векторная диаграмма химических составов пород среднемезозойского (щелочного) комплекса (по А.Н. Заварицкому)

1 - гибридная порода - сиенит-диорит; 2 - нефелиновые сиениты; 3 - сиениты с щелочной роговой обманкой; 4 - биотит-роговообманковые, роговообманковые сиениты; 5 - биотитовые граносиениты, сиениты; 5 - биотитовые граносиениты, сиениты; 6 - лейкократовые граниты, граносиениты; 7 - средний состав, по Дэли



Фиг. 3. Векторная диаграмма химических составов гранитов позднемезозойского (гуджирского, рудного) интрузивного комплекса (по А.Н. Заваришкому)

1 - лейкократовые граниты; 2 - средний состав, по Дэли

В массивах щелочных пород широко развиты постмагматические процессы. Наиболее развиты микроклинизация и альбитизация, причем последняя по времени значительно оторвана от калиевого метасоматоза. Либнеритизация, канкринитизация и цеолитизация развиты обособленно в пределах нефелиновых сиенитов. Микроклинизация широко проявилась вдоль контактов с вмещающими породами, около крупных ксенолитов, вдоль разломов в северо-восточной части Енкорского массива; в Боргойском массиве микроклинизированные породы образуют линзообразные тела субширотного направления мощностью от 3 - 7 до 30 - 50 м.

При калиевом метасоматозе происходит развитие решетчатого, без пертитовых вrostков, микроклина по первичным минералам, захватывая часто кроме полевых шпатов кварц, амфибол, биотит и сфен. В стадию натрового метасоматоза растворы проникали как в породы массива, так и во вмещающие кристаллические сланцы. Альбитизации подвергались не только неизменные породы массива, но и уже микроклинизированные породы.

В Енкорском массиве выделяются слабо альбитизированные участки (в северной части) и участки нацело альбитизированные (в западной и восточной частях). В Боргойском массиве имеются значительные зоны альбитизированных пород субширотного простирания (с-в 70° , ю-в 160°).

Жильные породы щелочного комплекса представлены мелкозернистыми сиенитами, тингуитами, сиенит-аплитами, бостонитами, нефелиновыми сиенитами, пегматитами и щелочными мелкозернистыми гранитами.

Таким образом, анализируя данные табл. 6, можно сделать вывод, что для пород средне-мезозойского комплекса характерна постоянная высокая щелочность ($K_2O + Na_2O = 9 - 14\%$). Среди щелочей преобладает натрий или натрий и калий содержатся в равных количествах, а в гранитоидах II фазы K_2O несколько преобладает над Na_2O . Щелочным и субщелочным породам свойственно высокое содержание Al_2O_3 и низкое - окислов Fe_2O_3 , MgO , MnO . Отношение щелочей к глинозему составляет 0,8 - 1,0.

Все отмеченные особенности химизма магматических пород комплекса указывают на единый магматический источник.

Послемагматические образования отличаются от интрузивных пород тем, что более насыщены кремнеземом и щелочами (при микроклинизации - калием, при альбитизации - натрием).

Геохимические черты субщелочных и щелочных пород среднемезозойского интрузивного комплекса

Изучение поведения петрогенных элементов в породах комплекса позволяет сделать вывод, что образование пород происходило в результате эволюции единой магмы сиенитового состава, а процессы гибридизма обусловили возникновение разнообразных пород с постепенными переходами от сиенито-диоритов – порфиридных сиенитов – к амфиболовым сиенитам и граносиенитам.

Закономерное распределение редких элементов подтверждает отмеченные особенности в эволюции интрузивных пород комплекса. В составе пород (табл. 7) и минералов (табл. 8) субщелочных и щелочных пород комплекса были обнаружены следующие микроэлементы: Rb, Li, Cs, Be, Ga, Sr, Ba, Zr, Nb, Y, La, Pb, Sn, Zn, Mo, Ti, Mn, Mg, V.

Редкие щелочи (Rb, Li, Cs) присутствуют во всех разновидностях интрузивных пород комплекса, среднее содержание их близко к кларку.

Поведение рубидия, среднее содержание которого в нефелиновых сиенитах (0,0195–0,0220%), в щелочных сиенитах (0,0200%), в роговообманковых сиенитах и граносиенитах (0,0240%), в лейкократовых граносиенитах и гранитах (0,0250–0,0300%), подчиняется установленным закономерностям. Рубидий накапливается в более кислых и последних дифференциатах (лейкократовые граниты II фазы) и содержится в незначительных количествах в породах, обедненных полевыми шпатами (гибридные сиенито-диориты – 0,0036%).

Литий, так же как и рубидий, распространен повсеместно. Главным носителем лития является биотит, содержание лития в котором 0,01 – 0,05%; роговая обманка (0,003%) и полевой шпат (0,001 – 0,002%) содержат мало лития. Гибридные породы по сравнению с другими разновидностями пород содержат самое малое количество лития – 0,0015%, хотя породы богаты темноцветными минералами, в то же время в нефелиновых сиенитах и лейкократовых гранитах и граносиенитах II фазы содержание лития относительно повышено.

Это связано с другой геохимической особенностью лития – постоянная ассоциация с фтором (Гинзбург, 1957). Нефелиновые сиениты и лейкократовые разновидности II фазы комплекса обогащены акцессорным флюоритом, в гибридных породах его нет, или он содержится в единичных знаках.

Бериллий, галлий, цирконий, ниобий рассеяны по всем породам комплекса.

Бериллий в породах комплекса присутствует в количестве от 0,002 до 0,006%, содержание его заметно увеличивается в нефелиновых сиенитах (0,006%) и в лейкократовых гранитах (0,004%). Бериллий содержится во всех породообразующих минералах: биотите, роговой обманке, магнетите, полевошпате, нефелине, сфене, цирконе, апатите. В жильных породах обнаруживается собственно бериллиевый минерал – акцессорный берилл.

Содержание галлия остается постоянным для всех разновидностей интрузивных пород. Он рассеян в количестве 0,003%, что совпадает с кларком для этого элемента.

Цирконий присутствует повсеместно во всех разновидностях субщелочных и щелочных пород комплекса. Среднее содержание приближается к кларковому в лейкократовых породах II фазы и заметно увеличивается в нефелиновых сиенитах. Элемент образует собственный минерал – циркон, и, кроме того, в заметных количествах отмечается в пироклоре, сфене, ортите и ильмените. В виде незначительной примеси он присутствует во всех породообразующих (кроме нефелина) и акцессорных минералах.

Ниобий обнаружен во всех разновидностях комплекса. Причем для генетически связанной серии пород комплекса (нефелиновый сиенит – щелочной сиенит – роговообманковый сиенит, биотит – роговообманковый сиенит – граносиенит – гранит) характерно повышенное содержание ниобия в нефелиновом сиените (0,06%) по сравнению с кларком и несколько пониженное (0,002%) в лейкократовых породах II фазы. Ниобий присутствует в следующих минералах: в ильмените (0,1%) и сфене (0,5%). В биотите и амфиболе содержание его 0,05%.

Таблица 7

Средние содержания щелочей и редких элементов (в %) в субщелочных гранитоидах среднемезозойского интрузивного комплекса

Массив	Порода	K	Na	Rb	Cs	Li	Be	Ga	Zr
Бихорский	Сиениты I фазы								
	нефелиновый	6,04	6,79	0,0200	0,0006	0,0045	0,0040	0,003	0,06
	щелочной	5,60	6,53	0,0195	0,0007	0,0030	0,0025	0,003	0,07
	амфиболовый	5,22	5,14	0,0200	0,0004	0,0035	0,0005	0,003	0,07
	биотит-амфиболо- вый грано-сиенит	5,15	4,52	0,0240	0,0003	0,0003	0,0006	0,002	0,05
	Породы II фазы								
	лейкократовый граносиенит	7,05	5,56	0,0300	0,0005	0,0040	0,0020	0,003	0,03
	лейкократовый гранит	5,76	4,95	0,250	0,0005	0,0045	0,0065	0,003	0,03
Боцийский	Сиениты								
	нефелиновый	5,82	6,75	0,0230	0,0007	0,0042	0,0030	0,003	0,05
Боргойский	нефелиновый	5,43	7,69	0,0220	0,0004	0,0042	0,0040	0,003	0,08
	эгириин-амфиболовый	5,82	6,11	0,0200	0,0003	0,0040	0,0020	0,003	0,05
Ичетуйский	нефелиновый	5,49	6,18	0,0195	0,0003	0,0035	0,0020	0,004	0,06
	биотит-амфиболовый	6,03	5,31	0,0185	0,0003	0,0005	0,0008	0,002	0,05
Енхорский	Гибридные породы (сиенито-диорит)	1,46	3,15	0,0036	0,0001	0,0015	0,0002	0,003	0,05
	Кларк, по А.П. Вино- градову (1962)			0,0200	0,0005	0,004	0,0004	0,002	0,02

Таблица 7 (окончание)

Массив	Порода	Nb	Y	La	Pb	Sn	Zn	Mo	Ti	B
Бихорский	Сиениты I фазы									
	нефелиновый	0,006	0,03	0,005	0,01	0,0001	0,03	0,0001	0,3	0,001
	щелочной	0,004	0,003	0,007	0,002	0,0003	0,01	0,0001	0,6	0,001
	амфиболовый	0,002	0,001	0,005	0,004	0,0005	0,01	0,0001	1,0	0,001
	биотит-амфиболо- вый грано-сиенит	0,002	0,007	0,007	0,002	0,001	0,03	0,0001	0,4	0,001
	Породы II фазы									
	лейкократовый граносиенит	0,002	0,09	0,008	0,01	-	0,01	0,0001	0,06	0,001
	лейкократовый гранит	0,007	0,2	0,04	0,005	0,0003	0,01	0,0001	0,06	0,001
Боцийский	Сиениты									
	нефелиновый	0,004	0,03	0,05	0,01	0,001	0,03	0,0001	0,35	0,001
Боргойский	нефелиновый	0,006	0,04	0,03	0,01	0,001	0,06		0,3	0,001
	эгириин-амфиболовый	0,002	0,007	0,005	0,005	0,001	0,01		0,3	0,001
Ичетуйский	нефелиновый	0,005	0,04	0,05	0,02	0,002	0,03		0,5	0,001
	биотит-амфиболовый	0,003	0,01	0,03	0,01	0,001	0,02	0,0001	0,6	0,001
Енхорский	Гибридные породы (сиенито-диорит)	0,002	0,001	0,01	0,001	0,0003	0,002	0,0005	1,5	-
	Кларк, по А.П. Вино- градову (1962)	0,004	0,002		0,002	0,0003	0,006	0,0001	0,23	-

Таблица 8

Содержание редких щелочей и редких элементов (в %) в субщелочных и

Породы и минералы	Rb	Cs	Li	Be	Ga
Нефелиновые сиениты	0,02	0,0095	0,0035	0,004	0,004
биотит			0,015	0,003	0,005
калиевый полевой шпат			0,002	0,005	0,007
ильменит				0,007	0,001
сфен					0,002
циркон				0,001	0,001
нефелин			0,001	0,003	0,003
Щелочные сиениты	0,0195	0,0007	0,0035	0,0004	0,003
гастингсит	0,003		0,008	0,002	0,002
биотит	-	-	0,01	0,0004	0,001
калиевый полевой шпат	0,01	-	0,001	0,0002	0,002
магнетит					0,001
сфен				0,0001	0,001
циркон				0,0001	0,005
апатит				0,0001	0,0015
Амфиболовые сиениты	0,0220	0,0001	0,0045	0,0007	0,002
роговая обманка	0,0010	-	0,003	0,002	0,004
биотит			0,02	0,003	0,002
калиевый полевой шпат	0,0250	-	0,002	0,0001	0,001
магнетит					0,001
сфен					0,005
циркон				0,0001	-
апатит				0,0001	0,001
Лейкократовый граносиенит	0,0250	0,0005	0,0025	0,007	0,006
биотит	0,025	-	0,05	0,025	0,003
калиевый полевой шпат	0,025	-	0,002	0,0002	0,005
магнетит					0,001
циркон				0,0001	-
апатит				0,0001	-

Изучение результатов спектрально-химических анализов щелочных пород и минералов (см. табл. 8) показало, что иттрий и редкоземельные элементы рассеяны во всех разновидностях пород комплекса в 0,003%, в нефелиновых сиенитах 0,01%.

Все вышеуказанные элементы концентрируются главным образом в акцессорных минералах - бастнезите, пирохлоре, монаците, ортите, сфене, цирконе, апатите, флюорите.

Такое распределение элементов, видимо, связано с закономерным изменением химизма щелочных и субщелочных пород комплекса. Как было отмечено Е.В. Свешниковой (1964), щелочные недосыщенные кремнеземом породы более благоприятны для накопления элементов цериевой группы, щелочно-кремнекислая среда благоприятна для накопления иттрия. Наши данные еще раз подтверждают эти закономерности.

щелочных породах и минералах среднемезойского интрузивного комплекса

Sr	Ba	Zr	Nb	Y	La	Pb	Sn
0,01	0,01	0,06	0,004	0,03	0,05	0,01	0,002
-	0,003	0,05	0,028	0,005	-	0,005	0,0010
0,005	0,04	0,02	0,002	-	-	0,003	-
-	-	0,06	0,02	-	-	0,005	-
-	-	0,03	0,3	0,05	0,03	0,02	0,0030
0,0001	-	<7	0,2	0,3	0,05	-	-
0,001	0,02	-	-	-	-	-	0,001
0,02	0,05	0,07	0,003	0,003	0,007	0,004	0,001
-	0,01	0,05	0,015	0,005	0,01	0,003	0,001
0,01	0,01	0,02	0,075	0,007	-	0,003	0,003
0,03	0,06	0,003	-	-	0,005	0,001	0,0000
-	-	0,003	0,003	-	-	0,005	0,005
-	0,01	0,03	0,15	-	0,07	0,02	0,003
-	-	<7	0,02	0,05	0,03	0,001	0,001
0,02	0,015	0,03	0,003	0,02	0,02	0,001	-
0,1	0,06	0,07	0,002	0,007	0,007	0,02	0,001
-	-	-	0,015	0,003	0,003	0,0015	0,001
-	0,01	0,04	0,020	0,003	0,005	0,005	0,0001
0,05	0,1	0,008	0,002	0,002	0,002	0,002	0,008
-	-	0,001	0,10	-	-	0,002	0,008
-	0,02	0,01	0,10	-	0,05	0,003	0,001
0,0001	-	<7	0,01	-	0,02	-	-
0,02	-	-	0,002	0,02	0,02	-	-
0,02	0,06	0,025	0,003	0,005	0,005	0,04	0,02
0,01	0,03	0,02	0,02	-	0,003	0,005	0,001
0,05	0,05	0,01	0,005	-	-	0,001	-
-	-	0,02	0,12	-	-	0,005	0,01
0,01	-	<7	0,1	-	0,02	-	-
0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	-	0,001

Рудные элементы - свинец, олово, цинк - рассеяны во всех разновидностях интрузивных пород комплекса. Содержания их (Pb = 0,001 - 0,01%, Sn = 0,0001 - 0,002%, Zn = 0,001%) в основном близки кларковым количествам.

Главными концентраторами данных элементов в субщелочных и щелочных породах являются сфен, ильменит, магнетит. Биотиты щелочных пород отличаются минимальным содержанием рудных элементов, а в лейкократовых граносиенитах II фазы слюды характеризуются кларковым содержанием Pb и Sn.

Концентрация цинка сохраняется постоянной во всех породах комплекса. Молибден содержится в ничтожном количестве (0,0001%), в пределах чувствительности спектрофотометрического метода.

Из летучих компонентов в породах комплекса наиболее важную роль играет фтор. Фтор содержится (среднее содержание 0,23%) во всех породах комплекса, концентрируется он главным образом во флюорите. Флюорит присутствует повсеместно. В виде ранней генерации он образует включения в порообразе -

Таблица 8 (окончание)

Породы и минералы	Zn	Mo	Ti	Mn	V
Нефелиновые сиениты	0,03	0,0001	0,3	0,2	0,0001
биотит	0,1	0,0003	0,5	1,0	0,002
калиевый полевой шпат	-	-	0,004	0,03	0,0001
ильменит	0,4	-	0,6	0,7	0,03
сфен	0,003	<7	0,4	0,05	0,0003
циркон	-	-	0,002	0,002	-
нефелин	0,003	-	0,002	-	-
Щелочные сиениты	0,01	0,0002	1%	0,4	0,001
гастингсит	0,025	0,0002	0,8	0,2	0,01
биотит	0,02	-	1%	0,2	0,02
калиевый полевой шпат	-	-	0,002	0,001	0,0001
магнетит	0,01	0,003	0,5	0,6	0,03
сфен	-	0,0005	<7	0,2	0,05
циркон	-	-	0,02	0,01	-
апатит	0,001	-	0,01	0,01	-
Амфиболовые сиениты	0,03	0,0001	0,6	0,003	0,0005
роговая обманка	0,01	0,0001	0,7	0,5	0,001
биотит	0,04	0,0002	1%	1%	0,02
калиевый полевой шпат	0,002	-	-	0,003	0,0001
магнетит	0,03	0,002	0,5	0,2	0,05
сфен	-	-	0,5	0,2	0,002
циркон	0,001	-	-	-	-
апатит	-	-	0,01	-	-
Лейкократовый грано-сиенит	0,006	0,0005	0,003	0,003	0,0003
биотит	0,007	0,002	0,1	0,6	0,003
калиевый полевой шпат	0,001	-	0,005	0,002	0,001
магнетит	0,3	0,01	0,6	0,6	0,05
циркон	-	-	-	0,03	0,01
апатит	-	-	0,01	-	-

зующих минералах, а в виде поздней генерации слагает неправильные выделения в интерстициях. Кроме флюорита, фтор в заметных количествах содержится в биотитах.

Бор, как элемент для пород комплекса, не характерен. Присутствует он часто, но в количестве значительно ниже кларка - < 0,001%.

Изложенные выше петрографические, петрохимические и геохимические особенности щелочных и субщелочных пород среднемезозойского интрузивного комплекса свидетельствуют, что:

1) формирование интрузивов происходило в гипабиссальных условиях и из единого магматического очага;

2) постоянные взаимные переходы между породами комплекса без резких контактов указывают на дифференциацию внутри магматического очага; наличие ксенолитов и гибридных пород указывает на некоторую роль ассимиляции и гибридизма при формировании пород комплекса;

3) близость химического состава и геохимических особенностей щелочных и субщелочных пород показывает на единую исходную магму, богатую щелочами, глиноземом, летучими (F), V, Nb, Zr, TRv;

4) нефелиновые сиениты образовались, вероятно, в верхних частях магматического очага; более глубинными породами являются щелочные сиениты с арфведосонитом, рибекитом и эгирином; на более поздних этапах эволюции магматического очага происходит накопление кремнезема, калия и уменьшение железа и магния, образуются лейкократовые щелочные граносиениты и граниты.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОВ И ГРАНИТПОРФИРОВ СРЕДНЕМЕЗОЗОЙСКОГО (ГУДЖИРСКОГО) КОМПЛЕКСА

Лейкократовые граниты и гранит-порфиры имеют постоянный минеральный состав, но характеризуются неоднородной текстурой, быстро изменяющейся на больших расстояниях. Преобладают порфировидные граниты.

Главными породообразующими минералами являются олигоклаз, калиевый полевой шпат, кварц. Из темноцветных минералов присутствует биотит, количество которого не превышает 5% объема породы. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, сфеном, ортитом, анатазом, молибденитом, гюбнеритом, пиритом и др.

Для лейкократовых гранитов и гранит-порфиров установлена следующая последовательность кристаллизации минералов: первым выделялся плагиоклаз, затем калиевый полевой шпат, биотит, сопровождаемый частью акцессорных минералов.

Химический состав (табл. 9) полностью отражает особенности интрузивов, выявленные при петрографическом изучении пород.

Для лейкократовых гранитов и гранит-порфиров характерно пересыщение кремнеземом (71 - 75%) и глиноземом (14 - 17%), высокое содержание щелочей (8 - 9%) при преобладании калия над натрием, почти полное отсутствие магния и незначительное содержание кальция и железа. Как правило, граниты отличаются повышенными содержаниями F, S, P₂O₅ и H₂O, что указывает на обогащенность исходной магмы летучими компонентами.

Лейкократовые граниты и гранит-порфиры по числовым характеристикам близки гранит-аплитам, от которых отличаются меньшим содержанием кальция, и аляскитам, от которых отличаются повышенными содержаниями железа, магния, кальция.

На векторной диаграмме, построенной по методу А.Н. Заварицкого, все векторы вышеуказанных пород расположены в верхней части диаграммы, имеют большую длину; большая часть векторов направлена влево, это указывает на лейкократовый характер пород, богатство пород глиноземом, высокое содержание щелочей и незначительное содержание магния (фиг. 3).

По данным многочисленных спектральных анализов пород и минералов, выполненных в лаборатории ИГЕМ АН СССР А.С. Дудькиной, А.Ф. Мартыновой, Ф.И. Суминой, и определениям редких щелочей - Г.Е. Каленчук, фтора - В.В. Даниловой, редкоземельных элементов - Л.А. Вороновой, Г.Н. Муравицкой, из элементов-примесей для гранитов и гранит-порфиров гуджирского комплекса наиболее характерны Mo, Rb, F, Zr, Nb, V и редкие земли.

Молибден, вольфрам, фтор, рубидий, свинец содержится в количествах значительно выше кларковых. Бериллий, галлий, ниобий, иттрий, цирконий, стронций, барий присутствуют постоянно, но в кларковых количествах (табл. 10).

Изучение распределения в породах комплекса молибдена и вольфрама показало, что они в основном концентрируются в биотитах. Молибден в биотитах составляет 0,001 - 0,01%, а вольфрам - 0,01 - 0,1%. В значительном количестве молибден содержится и в полевых шпатах, составляющих 70% объема породы, хотя в них молибдена содержится не более 0,001%.

Проведенное совместно с Н.В. Троневой изучение биотита на электроннозондовом микроанализаторе системы "Самеса DS" показало, что молибден в биотите присутствует во включениях, вольфрам распределен почти равномерно по всему зерну. Лейкократовые граниты гуджирского комплекса характеризуются высоким содержанием рубидия, лития и фтора.

Таблица 9

Химический состав пород среднемеозойского (гуджирского) интрузивного комплекса (в вес.%)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	69,42	70,25	71,48	71,52	72,32	71,30	71,24	69,80
TiO ₂	0,18	0,19	0,09	0,21	0,18	0,11	0,16	0,27
Al ₂ O ₃	15,67	14,88	13,81	14,83	14,92	14,09	14,27	11,61
Fe ₂ O ₃	1,89	1,59	1,92	2,43	1,60	0,91	2,76	2,09
FeO	0,28	0,29	-	0,41	-	0,18	0,49	1,48
MnO	0,19	0,07	0,01	0,04	0,02	Следы	Следы	0,13
MgO	0,66	0,49	Не обн.	0,39	0,46	0,12	0,61	0,47
CaO	1,67	1,27	1,56	0,91	0,08	0,19	0,44	1,36
Na ₂ O	1,64	3,48	3,26	4,39	3,74	5,92	1,99	4,38
K ₂ O	6,22	6,05	5,80	4,32	5,18	6,56	4,51	5,36
H ₂ O ⁻	0,21	-	0,26	0,19	0,18	0,16	0,36	0,96
H ₂ O ⁺	0,13	0,44	0,34	-	0,82	0,11	2,51	1,16
CO ₂	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Следы	-	0,12	0,73
P ₂ O ₅	То же	То же	0,06	0,15	0,14	0,23	Не опр.	Не опр.
S	1,10	1,02	1,46	Не опр.	Не опр.	0,05	То же	То же
F	0,23	Не опр.	0,20	То же	0,23	Не опр.	0,20	"
Сумма	100,49	100,02	100,25	99,79	99,87	99,93	99,66	99,80
Аналитик			Л.Б. Ту- милович	А.Н.Раз- живина	Л.Б. Ту- милович	О.П. Остро- горская	М.Н. Вепринцева	

Таблица 9 (продолжение)

Компоненты	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	62,36	66,35	72,10	73,74	74,40	74,60	75,28	76,47	75,00
TiO ₂	Следы	0,70	0,07	0,09	0,06	0,08	0,06	0,07	0,30
Al ₂ O ₃	17,95	15,87	14,82	14,40	14,80	14,17	13,42	13,00	13,14
Fe ₂ O ₃	2,14	1,41	0,69	0,38	0,56	0,22	0,85	-	0,58
FeO	0,47	0,71	0,43	0,58	0,22	0,63	0,25	1,04	0,40
MnO	0,10	0,89	0,01	0,016	0,00	0,13	0,00	0,01	0,07
MgO	0,28	0,46	0,43	0,92	0,10	0,03	0,22	0,06	0,30
CaO	4,36	0,52	1,16	0,83	0,94	0,93	0,80	0,45	1,13
Na ₂ O	4,10	5,49	4,80	4,26	4,59	5,02	3,45	3,51	3,54
K ₂ O	4,14	6,49	4,63	4,83	3,96	3,58	5,09	4,81	4,80
H ₂ O ⁻	0,04	0,33	0,12	0,13	0,06	0,23	0,00		
H ₂ O ⁺	1,73	0,32	0,31	0,11	0,58	0,33	0,63		0,71
CO ₂	1,89	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,82	
P ₂ O ₅	Не опр.	То же	То же	0,12	То же	0,12	"	0,01	0,03
S	То же	"	"	Не опр.	"	Не опр.	0,00		
F	0,24	"	0,14	То же	"	0,20	Не опр.	0,22	
Сумма	99,80	99,54	99,71	100,40	100,27	100,27	100,05	100,00	100,00
Аналитик	М.Н. Ве- принцева	Л.И. Попова	Л.П. Не- красова	Л.И. По- пова	О.Г. Уна- нова	Л.П. Не- красова			

Таблица 9 (продолжение)

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому	1	2	3	4	5	6	7	8
a	14,6	15,4	15,6	15,5	15,2	14,9	10,6	15,1
c	2,0	1,5	1,4	1,1	1,1	3,3	0,4	1,9
b	5,1	3,9	2,2	4,6	5,7	0,9	10,7	5,5
s	78,3	79,2	80,9	78,8	78,0	80,9	78,3	77,5
a'	37,3	35,1	-	34,3	64,3	-	65,4	-
f'	37,3	43,9	75,0	51,4	23,0	50,0	25,3	57,8
m'	21,4	21,0	-	14,3	12,7	21,0	9,3	13,3
c'	-	-	25,0	-	-	29,0	-	28,9
n	38,9	43,9	46,1	60,7	51,7	65,1	40,0	50,0
φ	32,0	35,1	32,0	42,9	23,0	29,0	21,0	31,3
t	0,2	0,2	0,8	0,2	0,2	0,8	0,2	0,3
Q	25,9	26,1	29,0	25,5	27,5	28,7	35,0	22,9
a/c	7,3	10,2	11,1	14,0	13,8	4,5	28,5	7,9
Na ₂ O + K ₂ O								
Al ₂ O ₃	0,71	0,78	0,85	0,81	0,79	1,22	0,57	1,12
MgO								
Fe ₂ O ₃ + FeO	1,0	0,86	0	0,48	1,1	0,60	0,62	0,32
f _m =	58	60	1	71	118	67	63	78
Fe ₂ O ₃ + FeO + TiO ₂ + MnO		100						
Fe ₂ O ₃ + FeO + TiO ₂ + MnO + MgO								

Таблица 9 (окончание)

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому	9	10	11	12	13	14	15	16	17
a	15,9	20,0	17,1	15,8	15,2	16,0	14,4	14,1	14,2
c	4,8	1,2	1,1	0,9	1,0	1,1	0,9	0,5	1,3
b	2,1	3,8	20,90	3,1	2,6	1,0	2,2	2,4	1,5
s	77,2	75,0	79,8	80,2	81,2	81,9	82,5	83,0	83,0
a'	-	-	-	25,0	65,0	13,0	47,1	59,5	-
f'	34,5	64,9	46,7	29,2	27,5	86,7	38,2	35,1	68,2
m'	24,1	19,3	36,7	45,8	7,5	-	14,7	5,4	31,8
c'	41,4	15,8	16,6	-	-	-	-	-	-
n	60,0	55,8	62,0	57,0	63,8	68,9	50,5	52,8	52,8
φ	6,9	24,6	26,7	12,5	20,0	13,3	29,4	16,2	36,4
t	-	0,8	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,8	0,3
Q	17,8	7,8	24,3	27,9	31,0	30,7	35,3	37,3	36,3
a/c	3,3	16,6	15,5	17,5	15,2	14,5	16,0	28,2	1,09
Na ₂ O + K ₂ O									
Al ₂ O ₃	0,62	1,01	0,89	0,86	0,80	0,88	0,83		
MgO									
Fe ₂ O ₃ + FeO	0,88	0,58	1,1	2,0	0,43	0	0,62		
f _m =	56	68	50	35	73	1	64		
Fe ₂ O ₃ + FeO + TiO ₂ + MnO		100							
Fe ₂ O ₃ + FeO + TiO ₂ + MnO + MgO									

1-2 - гранит, Джидинский массив, по Повилайтис (1960); 3 - гранит-порфир, Первомайский массив; 4 - гранит, Булуктайский массив; 5 - то же, массив Сухой Ключ; 6 - то же, Долон-Модонский массив; 7 - то же, Чемуртайский массив; 10-11 - то же, Енхорский массив; 12-13 - то же, Лаврушинский массив; 14-15 - то же, Енхорский массив; средний состав, по Дзели; 16 - аляскит; 17 - гранитовый аплит.

Таблица 10

Содержание редких щелочей и редких элементов (в %) в лейкократовых гранитах гуджирского интрузивного комплекса

Массив	Порода, минерал	K ₂ O	Na ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	Li ₂ O	Be	Mn	Pb	Sn	Nb
Первомай- ский	Гранит (4 анализа)	6,02	4,18	0,086	0,0014	0,049	0,002	0,05	0,003	-	0,005
	калиевый по- левой шпат			0,0691		0,0029	0,001	0,005			
	биотит			0,379	0,015	0,436	0,02	1,0	0,0002	0,0001	0,02
	циркон						0,003	0,08	0,005		
	апатит сфен						0,0004		0,002 0,003		0,01 0,1
Лаврушин- ский	Гранит (3 анализа)	4,68	4,37	0,0369	0,0016	0,0069	0,001	0,4	0,003		0,005
	калиевый по- левой шпат			0,0403		0,0016	0,003		0,01		0,001
	биотит			0,329	0,015	0,326	0,002	1,0	0,002	0,0001	0,03
	циркон						0,002	0,02	0,001	0,2	0,2
	апатит эндоконтакто- вые граниты	6,99	2,95	0,0852	0,0002	0,0555	0,0001		0,001		0,002
Булуктай- ский	Гранит (3 анализа)	6,42	2,82	0,0951	0,0022	0,087	0,001	0,02	0,002		0,003
	биотит			0,371		0,453					
	калиевый по- левой шпат			0,0583		0,001	0,05		0,01		
	эндоконтакто- вые граниты	8,19	1,91	0,124	0,0036	0,156	0,002	0,1	0,01		0,002

Таблица 10 (окончание)

Массив	Порода, минерал	Ga	Mo	Ti	Zr	Sr	Ba	La	Ce	Y	Zn	F
Первомай- ский	Гранит (4 анализа)	0,003	0,002	0,2	0,02	0,02	0,05	0,001		0,003	0,004	0,32
	калиевый по- левой шпат	0,001	0,001			0,01	0,2					
	биотит	0,001	0,01	2	0,05		0,01			0,005		
	циркон				Б.к.			0,03	0,2	0,05	0,01	
	апатит сфен		0,01	0,01	0,02	0,02	0,003	0,3	0,8	0,5	0,02	
Лаврушин- ский	Гранит (3 анализа)	0,003	0,001	0,5	0,01	0,02	0,05	0,002		0,003	0,01	0,2
	калиевый по- левой шпат	0,002	0,0001		0,02	0,03	0,05					
	биотит	0,003	0,001	0,5	0,02	0,01					0,05	
	циркон	0,0001		0,01	Б.к.						0,01	
	апатит эндоконтакто- вые граниты			0,3	1,0	0,01	0,02	0,03	0,02	0,2		0,4
Булуктай- ский	Гранит (3 анализа)	0,003	0,002	0,5	0,01	0,02	0,01	0,001		0,003	0,002	0,46
	биотит	0,01	0,005	0,02	0,01							
	калиевый по- левой шпат	0,001	0,001			0,01	0,1					
	эндоконтакто- вые граниты	0,003	0,002	0,5	0,01	0,02	0,02	0,02			0,01	0,51

Таблица 11

Химические составы биотитов (в %) из лейкократовых гранитов гуджирского комплекса

Массив	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
Первомайский	40,80	2,47	16,17	4,19	10,88	1,59	9,55	0,12
Булуктайский	39,95	2,01	16,85	6,02	9,65	1,50	8,82	0,13
Лаврушинский	35,40	4,63	14,61	8,69	10,66	2,45	8,12	1,63

Таблица 11 (окончание)

Массив	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	F	Rb ₂ O	Li ₂ O	Сумма
Первомайский	0,17	9,11	0,23	2,79	2,19	0,390	0,015	0,436	101,09
Булуктайский	0,11	8,14	0,26	2,84	2,17	0,379	0,017	0,453	100,21
Лаврушинский	0,62	8,56	0,30	3,62	1,78	0,329	0,015	0,326	100,04

Из особенностей распределения рубидия в гранитах гуджирского комплекса необходимо отметить связь рубидия, калия, фтора, т.е. высокое содержание рубидия соответствует высокому содержанию калия и фтора (см.табл.10). Кроме того, наблюдается накопление рубидия и фтора в эндоконтактных зонах гранитных массивов. Сопоставляя содержание рубидия в биотитах из гранитов разных массивов, можно отметить видимую связь рубидия с фтором. Увеличение содержания фтора (1,78 - 2,19) в биотитах постоянно сопровождается увеличением содержания рубидия (0,329 - 0,390) (табл. 11).

Все полученные результаты хорошо согласуются со сложившимся в настоящее время представлением о связи рубидия, с одной стороны, с калием, а с другой - с летучими (в нашем примере с фтором).

Анализ распределения лития в гранитах комплекса позволяет отметить, как и в случае рубидия, что решающую роль в накоплении лития играет фтор. В приконтактных участках интрузивов отмечается накопление лития соответственно накоплению фтора. Для гранитов гуджирского комплекса характерны относительно повышенные содержания ниобия, иттрия и редкоземельных элементов (см. табл. 10).

Редкоземельные элементы, иттрий, ниобий присутствуют главным образом в таких минералах, как монацит, ортит, сфен, циркон и апатит.

По данным рентгенохимического анализа (аналитик Л.А.Воронова), ортит содержит (%): Th - 0,5, Ca - 5, Mn - 0,2, La - 3, Ce - 5, Pr - 0,3, Nd - 0,5, Sm - 0,2, Y - 0,05, сфен (%) - Nb - 0,5, Th - 0,2, Ce - 0,2, Nd - 0,05, Pr - 0,05, Dy - 0,05, U - 0,05, V - 0,5; циркон (%) - Nb - 0,5, Th - 10, U - 2,0, La - 0,1, Ce - 0,3, Nd - 0,05, Hf - 1,0.

Изучение характера распределения редкоземельных элементов, ниобия, иттрия в цирконах и сфенах на микроанализаторе системы "Самеса" показало, что на ранних этапах кристаллизации Nb, Ta, Th, U, La, Ce, Hf рассеяны равномерно по всему зерну, на поздних этапах (сфен - II генерация, циркон метамиктный) указанные элементы образуют включения (Nb - Ta, Y - Th - Ce).

Как видно из изложенного, для лейкократовых гранитов гуджирского комплекса характерно повышенное содержание кремнезема, глинозема и щелочей, причем калий преобладает над натрием. Кроме того, для описываемых гранитов характерно также повышенное количество редких щелочей, молибдена, вольфрама, фтора, иттрия, ниобия и редких земель.

Изучение характера распределения редких и рудных элементов в породообразующих и аксессуарных минералах показало, что соединения молибдена, вольфрама, иттрия, ниобия и редкоземельных элементов (La, Ce), несомненно, были

в составе магмы еще в период кристаллизации главных магматических минералов, концентрация же их происходила на поздних этапах магматической деятельности.

По наблюдениям как авторов статьи, так и других исследователей, в Восточном Забайкалье, Центральном Казахстане, на Дальнем Востоке и в других районах СССР граниты, с которыми связаны месторождения молибдена и вольфрама кварц-молибденитовой и кварц-вольфрамитовой формации, характеризуются ультракислым составом, богатством летучими и значительным количеством редких элементов. Все это дает основание считать такой состав гранитов и их геохимические особенности характерными признаками рудоносных гранитов подобного типа.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ МЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Мезозойские гранитоидные комплексы Западного Забайкалья резко выделяются среди других интрузивных комплексов по геолого-структурному положению, минеральному составу, петрохимическим и геохимическим особенностям. Каждый из комплексов сопровождается многочисленными рудопроявлениями редких и цветных металлов, обладающими многими характерными признаками.

Рудопроявления раннемезозойского гранитоидного комплекса

С раннемезозойскими интрузиями гранитоидов в бассейне р. Джида и в ряде других районов Западного Забайкалья тесно связаны рудопроявления молибдена, вольфрама, олова, свинца и цинка. Рудопроявления указанных металлов приурочены главным образом к апикальным частям массивов гранитоидов, но часто встречаются и в зонах экзоконтактов на расстоянии до 1-2 км от контакта гранитов с вмещающими породами. Рудные поля и участки рудопроявлений приурочены к зонам тектонических нарушений, имеют удлиненную форму и вытянуты в северо-восточном направлении, вдоль зоны разлома. Вмещающие породы рудных полей - гранитоиды и породы кровли - подверглись в различной степени воздействию тектонических движений, катаклазированы и разбиты трещинами преимущественно северо-восточного простирания. Рудопроявления образуют сочетания жил, штокверков, вкрапленности. Вмещающие породы подверглись в различной степени воздействию гидротермальных процессов: окварцеванию, мусковитизации, грейзенизации.

Наиболее детально авторами были исследованы нижнемезозойские гранитоиды и их рудопроявления в бассейне р. Джида. В этом районе нижнемезозойские гранитоиды образуют несколько массивов, приуроченных к крупному разлому, проходящему вдоль р. Джида в широтном направлении: Байбинский, Тореатский, Бургалтайский, Чемуртайский и другие.

С Байбинским массивом раннемезозойских биотитовых гранитов генетически связана молибден-вольфрамовая минерализация, которая приурочена к зоне разлома, проходящего вдоль южных контактов Байбинского и Тореатского гранитоидных массивов. Вмещающими породами являются протерозойские сильно трещиноватые кварц-биотитовые и кварц-хлоритовые сланцы, смятые в небольшие крутые складки северо-восточного ($50 - 70^\circ$) простирания. Рудная минерализация представлена несколькими субпараллельными кварцевыми жилами, прорывающими кварц-биотитовые сланцы. Они имеют северо-восточное простирание (с-в; $50 - 80^\circ$) и крутое падение на юго-восток под углом $70 - 80^\circ$. Кварцевые жилы выступают на западном и восточном склонах пади Большой Байбы, и центральная часть рудного поля скрыта под современными отложениями долины реки.

В составе кварцевых жил резко преобладает серый водяно-прозрачный кварц, вместе с которым в небольшом количестве развиты полевой шпат, мусковит,

флюорит, распределенные в жиле неравномерно в виде линз и прожилков. Из рудных минералов присутствует вольфрамит, в небольшом количестве содержатся пирит, шеелит, галенит, молибденит, медные и марганцевые минералы, неравномерно распределенные в массе кварца. С вмещающими кварц-биотитовыми сланцами они имеют резкие контакты, хотя сланцы подвергались гидротермальному изменению и содержат кварц и серицит вдоль узкой зоны шириной 5-30 см. Вольфрамит представлен черными пластинчатыми кристаллами размером от 1 до 20-30 мм.

Вдоль юго-западного и южного контактов Тореатского гранитного массива, на продолжении широтного разлома протерозойские кварц-биотитовые сланцы прорваны многочисленными жилами пегматитов. Жилы имеют преимущественно северо-восточное $60 - 80^\circ$ простирание и крутое падение. Протяжение жил достигает 30 - 50 м, мощность жил 1 - 3 м. Пегматиты состоят главным образом из полевого шпата, кварца и небольшого количества мусковита. В отдельных жилах пегматиты подверглись грейзенизации и содержат в большом количестве кварц и мусковит. В одной из жил грейзенизированного пегматита было установлено скопление касситерита. Жила прослежена на протяжении 200 м, мощность ее колеблется от 0,5 до 2 м. Жила пересечена дайкой гранит-порфира и состоит из кварца, полевого шпата и мусковита. Касситерит был встречен только на северо-западном фланге жилы в месте пересечения жилы дайкой гранит-порфира в виде скоплений дипирамидальных кристаллов размером 0,3 - 15 мм. Под микроскопом грейзен состоит из крупных зерен кварца, мусковита, альбита и касситерита. Крупные зерна касситерита имеют зональное строение и обладают резким плеохроизмом от коричнево-бурого до светло-коричневого цвета.

Вдоль южного контакта Тореатского гранитного массива на расстоянии 1-2 км от него среди протерозойских кварц-биотитовых сланцев развиты кварцевые жилы с сульфидами, выступающие на правом склоне пади Малая Байба, на водораздельном гребне между падами Малая Байба и Тореатый и на левом склоне последней. Кварцевые жилы имеют северо-восточное простирание; мощность их колеблется от 0,2 до 1 - 1,5 м; видимое протяжение жил составляет до 50 м. По простиранию они расположены на восточном продолжении тектонической зоны нарушений, к которой приурочена молибдено-вольфрамовая минерализация Байбинского массива. Следовательно, зона тектонических нарушений, к которой приурочены жилы Байбинского месторождения, протягиваются на северо-восток, к верховьям падей Малая Байба и Тореатый. В составе кварцевых жил содержатся редкие скопления мелких зерен пирита и халькопирита, но первичные минералы молибдена и вольфрама не наблюдались.

Биотитовые граниты Тореатского массива в южной части также гидротермально метаморфизованы, окварцованы, серицитизированы и содержат вкрапленность пирита.

По данным Ю.В.Комарова (1972), с раннемезозойскими гранитоидами Витимского плоскогорья связаны молибден-вольфрамовые, вольфрамовые, оловянные, свинцово-цинковые рудопроявления. Он отмечает, что II фаза этого комплекса представлена небольшими телами рудоносных гранитоидов. К этим же рудоносным гранитоидам относятся гранитоиды нырокского комплекса, слагающие небольшие тела ультракислых и субщелочных пород на Чино- и Амалатском междуречье.

Генетическая связь рудопроявлений молибдена, вольфрама, олова, свинца и цинка с раннемезозойскими гранитоидами подтверждается их постоянной ассоциацией в пространстве и во времени. Как правило, рудные проявления редких металлов приурочены к апикальным частям гранитоидных массивов или к зонам их экзоконтактов, подвергшимся интенсивному воздействию тектонических движений. Рудопроявления образуют группы субпараллельных или ориентированных беспорядочно кварцевых жил и прожилков, а также участки вкрапленности.

Грейзенизированные жилы пегматитов, развитые в краевых частях массивов, часто переходят в линзовидные участки лейкократовых гранитов такого же

состава, что и вмещающие граниты, это свидетельствует об одновременном формировании указанных жил и биотитовых гранитов.

Тесная связь рудопроявлений редких металлов с раннемезозойскими гранитоидами подтверждается также сходством геохимических особенностей гранитов и кварцево-рудных жил. По данным большого количества спектральных анализов раннемезозойские биотитовые граниты характеризуются повышенными против кларка содержаниями молибдена, вольфрама и олова. Следует отметить также, что биотитовые граниты интрузивной фазы и кварцево-рудные жилы содержат одни и те же элементы-примеси.

Таким образом, раннемезозойские гранитоиды сопровождаются рудопроявлениями редких металлов и заслуживают более детального изучения.

Рудопроявления среднемеозойского комплекса щелочных гранитоидов

С интрузиями щелочных гранитоидов малокуналейского комплекса в бассейне р. Джида и в ряде других районов Западного Забайкалья тесно связаны рудопроявления нефелина, флюорита и редких металлов.

В низовьях р. Джида выступает ряд массивов щелочных гранитоидов, которые сопровождаются рудопроявлениями нефелина. Наиболее крупное из них — Боргойское, приуроченное к одноименному массиву биотитовых и нефелиновых сиенитов. Преобладающими породами массива являются биотитовые и биотит-эгириновые сиениты, среди которых развиты участки нефелиновых сиенитов весьма неправильной формы, связанных с вмещающими сиенитами постепенными переходами Боргойского месторождения (Андреев и др., 1969).

В Енхорском массиве щелочных сиенитов участки нефелиновых сиенитов приурочены к краевым частям массива (Боцийский и другие) или к зонам сильно трещиноватых сиенитов (Харасунское и др.). В этих участках нефелиновые сиениты связаны постепенными переходами с вмещающими сиенитами.

Ичетуйский массив щелочных сиенитов, приуроченный к той же зоне разлома, что и Енхорский массив, содержит небольшие участки нефелиновых сиенитов.

Все вышеописанные рудопроявления нефелиновых сиенитов приурочены к краевым частям массивов щелочных сиенитов или к трещиноватым зонам. Они характеризуются таким же минеральным составом, что и вмещающие их биотитовые и биотит-эгириновые сиениты, с которыми связаны постепенными переходами. Геолого-структурное положение нефелиновых сиенитов, последовательность формирования минералов и их структурные взаимоотношения свидетельствуют о формировании нефелиновых сиенитов магматическим путем.

Рудная минерализация, сопровождающая гранитоиды гуджирского комплекса

Рудоносные лейкократовые граниты и гранит-порфиры среднемеозойского гуджирского комплекса очень резко выделяются среди других интрузивных комплексов по геолого-структурному положению, минеральному составу и геохимическими особенностями. С ними генетически связаны многие рудопроявления редких металлов этой области.

Изучением гранитоидов гуджирского комплекса и связанного с ними оруденения занимались многие исследователи (М.В. Бесова, П.И. Налетов, Л.М. Афанасьев, И.П. Кушнарев, Е.Н. Смолянский, М.М. Повилайтис, В.И. Игнатович и др.).

Интрузии лейкократовых гранитов представлены небольшими штоками, межформационными залежами или дайками, размер которых составляет от 0,5 до 1 — 2 км². Интрузивы, как правило, имеют удлиненную, линзовидную форму, вытянуты цепочкой вдоль зон разломов. Протяжение отдельных зон достигает 70 — 100 км. Массивы гранитоидов гуджирского комплекса в большом количестве развиты в бассейне р. Джида, где они приурочены к серии субпараллельных зон разломов. Закономерности размещения гранитоидов приведены выше.

Рудопроявления молибдена и вольфрама пространственно приурочены к массивам лейкократовых гранитов и гранит-порфиров гуджирского комплекса и располагаются либо непосредственно в самих гранитах, либо находятся в зонах их экзоконтактов на расстоянии 0,1 – 2 км от контактов с интрузивами.

Внутри массивов участки рудной минерализации располагаются преимущественно в их эндоконтактовых частях массивов, непосредственно вблизи контакта, захватывая часто и зоны экзоконтакта. В Первомайском (Гуджирском) массиве лейкократовых гранитов кварцево-рудные жилы и прожилки развиты в апикальной части массива, а также в сильно трещиноватых кварц – биотитовых роговиках. Почти в каждом интрузиве лейкократовых гранитов гуджирского комплекса установлены признаки молибденовой или молибден-вольфрамовой минерализации, следовательно, сами лейкократовые граниты и гранит-порфиры являются важнейшим поисковым признаком при проведении поисковых работ в Западном Забайкалье.

Интрузии лейкократовых гранитов формировались в беспокойной структурной обстановке, о чем свидетельствует внедрение массивов вдоль глубинных разломов, наличие многих дайкообразных апофиз, развитие мощного ореола кварц-биотитовых роговиков, внедрение многочисленных даек нескольких фаз и чередование их с постмагматическими процессами. Интрузивы гранитов в период охлаждения магмы и после ее консолидации неоднократно подвергались воздействию тектонических подвижек, местами сильно разбиты сетью крупных и мелких трещин нарушений, выполненных жильным кварцем с рудными минералами, в результате чего образовались обособленные кварцевые жилы и участки оруденения штокверкового типа.

Обособленные кварцево-рудные жилы в бассейне р.Джиды большей частью имеют северо-западное простирание $310-340^{\circ}$, т.е. ориентированы параллельно наиболее интенсивно развитой трещиноватости. Например, кварцевые жилы с молибденитом в Первомайском массиве имеют преимущественно северо-западное простирание ($320 - 340^{\circ}$). По плоскостям этих трещин неоднократно происходили смещения блоков и сильно развиты зеркала скольжения.

В Булуктайском массиве лейкократовые граниты и гранит-порфиры разбиты серий сублипараллельных трещин северо-западного простирания ($340 - 350^{\circ}$) с падением на северо-восток под углом $70 - 80^{\circ}$, заполненных кварцевыми жилами, содержащими вкрапленность молибденита. В Долон-Модонском массиве кварцевые жилы с молибденитовой вкрапленностью также приурочены к серии крутопадающих трещин северо-западного простирания (350°).

В Джидотском и Чемуртайском рудопроявлениях кварцевые жилы с молибденитом также имеют северо-западное простирание.

В массивах лейкократовых гранитов гуджирского комплекса, развитых в более восточных районах, молибденовое оруденение приурочено к кварцевым жилам с северо-восточным простиранием.

Штокверковое оруденение с молибденитом развито главным образом в гранитах и гранит-порфирах гуджирского комплекса. Вольфрамовое оруденение этого типа развито в гранитах в палеозойских кварцевых диоритах и в брекчированных роговиках, слагающих ксенолиты трубчатой формы.

В участках со штокверковым оруденением граниты и гранит-порфиры, а также вмещающие породы – палеозойские кварцевые диориты и роговики – пронизаны в различных направлениях сетью тонких крутопадающих прожилков мощностью 5 – 20 мм, заполненных кварцевыми прожилками, которые содержат молибденит или молибденит с гюбнеритом, к которым примешаны некоторые количества сульфидов железа и меди. Интенсивность сети прожилков постепенно уменьшается к краевым частям штокверка. Штокверк Первомайского массива имеет форму шляпки гриба. Некоторые штокверки имеют овальную форму и вытянуты в направлении зоны разломов.

Многочисленные рудопроявления молибдена в бассейне р.Джиды весьма сходны. Главным минералом кварц-молибденитовых жил и прожилков является молибденит, вместе с которым присутствуют в значительных количествах мусковит и флюорит, в единичных кристаллах – пирит и другие минералы. Халько-

пирит, гематит и сфалерит встречаются лишь в виде примесей. В кварц-гюбнеритовых жилах и прожилках развит в основном гюбнерит в виде неравномерно распределенных скоплений и гнезд пластинчатых кристаллов и неправильных зерен различного размера.

Весьма своеобразной и общей чертой вольфрамового оруденения является значительная роль марганцевых соединений, что, в частности, находит свое выражение в повсеместном развитии типичного гюбнерита и в появлении таких минералов, как триплит и родохрозит.

Изучение взаимоотношений кварц-молибденитовых жил с дайками некоторых жильных пород указывает на весьма тесную связь молибденового оруденения с процессами формирования интрузий лейкократовых гранитов как в пространстве, так и во времени. Образование кварц-молибденитовых прожилков происходило одновременно с образованием даек микрогранитов и аплитов, о чем свидетельствует пересечение кварц-микроклиновых жил дайками микрогранита и аплита, которые в свою очередь пересекаются кварц-молибденитовыми прожилками. Последние, по данным И.П. Кушнарера (1947), М.М. Павлийтис (1957), В.И. Игнатовича (1961) и исследованиям авторов, пересекаются дайками меланократовых сиенитов (керсантитов) и спессартитов, чем вполне определено устанавливается наличие перерыва между формированием молибденовой и вольфрамовой минерализации. Почти полное отсутствие марганцевых минералов в кварц-молибденитовых жилах Первомайского массива также подчеркивает разобщенность молибденовой и вольфрамовой минерализации.

Следует отметить тесную связь в пространстве и во времени поздних дайковых пород второго этапа и кварц-гюбнеритовых жил. Кварц-гюбнеритовые жилы отложились после внедрения даек бостонитов (?) и меланократовых сиенитов (керсантитов), которые на контакте с ними сильно изменены гидротермальными процессами и превращены в березиты и кварц-серицитовые породы.

Кварц-гюбнеритовые жилы следуют вдоль тех же трещин свола, к которым приурочены дайки бостонитов и жильных сиенитов. Простираение большинства трещин широтное или северо-западное ($280-290^\circ$), падение крутое к югу и юго-западу. Так как кварцевые жилы имеют такие же простирания, но более пологие углы падения ($45-50^\circ$ к югу), то часть жил, залегающих в лежачем боку даек сиенитов или бостонитов, пересекает их по падению и переходит в висячий бок даек. Как уже отмечено выше, дайками меланократовых сиенитов пересечены кварц-молибденитовые жилы Первомайского массива, а сами сиениты секутся кварц-гюбнеритовыми жилами. Тем самым устанавливается тесная связь дайковых образований, сопровождающих интрузивы лейкократовых гранитов и рудных процессов не только в пространстве, но и во времени.

Характерной особенностью лейкократовых гранитов и гранит-порфиров гуджирского комплекса является содержание в них в различных количествах гюбнерита, шеелита, реже молибденита, вне зависимости от того, сопровождаются граниты рудными проявлениями или нет, что указывает на повышенное содержание вольфрама и молибдена в этих породах.

Спектральным анализом в составе биотитов гранитов Первомайского и Булуктайского массивов установлены содержания молибдена от 0,001 до 0,01%, вольфрама от 0,01 до 1%, бериллия, циркония, галлия и лития около 0,01%. Скандий содержится в количествах от 0,001 до 0,1%. В биотитах гранитов постоянно содержатся также небольшие количества свинца, олова, меди, кобальта, ванадия и ниобия. Полевые шпаты и кварц содержат лишь следы молибдена. Свинец, галлий и стронций в них содержатся в количествах от 0,001 до 0,1(?), барий — в количествах от 0,002 до 1%, цирконий — в ничтожных количествах (следы). Это свидетельствует, что соединения молибдена и вольфрама были в составе гранитной магмы еще в период кристаллизации главных магматических минералов.

Как видно из изложенного, генетическая связь молибденовой и вольфрамовой минерализации с интрузиями лейкократовых гранитов и гранит-порфиров гуджирского комплекса подтверждается тесной пространственной связью, почти

одновременным образованием некоторых дайковых пород (микрогранитов, аплитов, жильных меланократовых сиенитов) и рудоносных кварцевых жил, присутствием примесей молибдена и вольфрама в составе породообразующих минералов гранитов и жильных пород, зональным расположением минерализации вокруг интрузивных тел.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мезозойские интрузивные комплексы тектоно-магматической активизации Западного Забайкалья имеют весьма сложный состав и резко отличаются по набору пород и последовательности проявления от магматических комплексов каледонской геосинклинальной области.

История развития мезозойского магматизма в Западном Забайкалье свидетельствует об интенсивном проявлении вертикальных дислокаций, приведших к воздыманию больших блоков земной коры в начале цикла и к образованию крупных впадин в конце цикла. По разломам, возникшим в результате вертикальных движений, происходили вулканические излияния, образовавшие мощные толщи вулканогенных пород, и внедрение интрузий гранитоидов. Магматическая деятельность в Западном Забайкалье в раннем мезозое началась с излияний кислого состава, давших трахит-липаритовые породы, и внедрения многочисленных интрузий гранодиорит-гранитного состава.

Мезозойские интрузивные комплексы характеризуются весьма сложным составом. В более молодых комплексах происходит увеличение роли пород кислого и щелочного состава за счет уменьшения относительной распространенности пород среднего состава. В раннемезозойском комплексе гранодиориты и кварцевые диориты пользуются значительным распространением. В среднемезозойских щелочном и гуджирском комплексах они встречаются редко, и резко преобладают щелочные и ультракислые породы.

От более древних комплексов к молодым резко в гранитоидах возрастает содержание кремнезема, глинозема, щелочей и уменьшается содержание кальция, магния и железа. Гранитоиды всех комплексов отличаются повышенным содержанием летучих компонентов (H_2O , P, S, P_2O_5), что обусловило резкую дифференциацию гранитной магмы в течение мезозойской интрузивной деятельности.

Наряду с унаследованием главных общих черт гранитоиды каждого комплекса характеризуются отдельными чертами, присущими только этому комплексу. В булуктайском комплексе преобладают биотитовые граниты и сиениты щелочно-земельного ряда, в малокуналейском — щелочные породы, в гуджирском — граниты ультракислого состава. Гранитоиды каждого комплекса отличаются своими геохимическими особенностями. В гранитоидах раннемезозойского комплекса в относительно повышенных количествах содержатся такие элементы-примеси, как олово, вольфрам, молибден, ниобий. В щелочных породах малокуналейского комплекса постоянно присутствуют аксессуарные элементы: Nb, Zr, Y, La, Th. Рудоносные гуджирские граниты отличаются особенно большим разнообразием состава элементов-примесей. В них постоянно присутствуют фтор, вольфрам, молибден и многие другие элементы. С гранитоидами раннемезозойского комплекса гранитоидов генетически связаны рудопоявления молибдена, вольфрама и олова. С щелочными породами тесно связаны рудопоявления нефелина. С гуджирским комплексом лейкократовых гранитов генетически связаны месторождения и рудопоявления молибдена, вольфрама и флюорита.

Особенности минерального и химического состава пород каждого комплекса, строгая последовательность кристаллизации породообразующих минералов в них свидетельствуют о формировании пород из магматического расплава.

Магматическое происхождение мезозойских интрузивных комплексов подтверждается и процессами эволюции гранитного расплава в течение мезозойской эпохи. Состав гранитоидов в каждом следующем комплексе является продуктом магматической дифференциации и характеризуется более кислым и щелочным составом.

Характерный состав гранитной магмы — повышенное содержание кремнезема, глинозема и щелочей, бедность железом, магнием и кальцием, по сравнению с нормальными гранитами, сохраняется в гранитоидах всех мезозойских комплексов Западного Забайкалья, что указывает на общность магмы в течение всей мезозойской эпохи.

История развития мезозойского магматизма отражает его тесную связь с тектоническими процессами, проявившимися в области тектоно-магматической активизации. Резкие отличия в составе и последовательности формирования мезозойских магматических комплексов от палеозойских геосинклинальных комплексов свидетельствуют об иной направленности тектонических процессов, в которой основную роль играли дифференциальные перемещения крупных блоков земной коры, а процессы складкообразования проявлены слабо. Указанные движения крупных блоков обусловили образование крупных разломов северо-восточного простирания, вдоль которых неоднократно происходили извержения вулканических пород и внедрения гранитных интрузий. Приуроченность разновозрастных интрузий к одним и тем же крупным разломам, сложный состав и строение слагающих пород, формирование массивов на небольших глубинах свидетельствуют о многократном проявлении тектонических движений в области тектоно-магматической активизации.

ВОЗРАСТ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОЛОВО- И ВОЛЬФРАМОНОСНЫХ ГРАНИТОИДОВ СССР

Ведущая роль магматического фактора в формировании и размещении эндогенного оловянного и вольфрамового оруденения в настоящее время является общепризнанной. Характеру связи различных генетических и формационных типов месторождений олова и вольфрама с кислыми магматическими образованиями посвящена обширная литература. Этот вопрос неоднократно рассматривался как в рамках общей проблемы взаимоотношения магматизма и оруденения в трудах Х.М. Абдуллаева, Г.Д. Афанасьева, Ю.А. Билибина, В.С. Колтева-Дворникова, М.Г. Руб, В.И. Смирнова, С.С. Смирнова, Е.Т. Шаталова, Ф.К. Шипулина, М.А. Фаворской и др., так и в работах по геологии конкретных олово- и вольфраморудных районов, достаточно полная библиографическая сводка которых дана Р.М. Константиновым и И.Т. Макеевой (1967). Несмотря на различные подходы к решению этой проблемы, подавляющее большинство исследователей разделяют мнение, что основная масса оловянного и вольфрамового оруденения так или иначе связана с формированием изверженных пород кислого состава. Особенно отчетливо это положение прозвучало на состоявшемся в октябре 1974 г. Международном симпозиуме по проблеме "Оруденение, связанное с кислым магматизмом" (Карловы Вары, ЧССР). Представленные на симпозиуме материалы показали всю сложность данной проблемы, обусловленную многообразием форм связи оловянного и вольфрамового оруденения с производными различных генетических типов гранитоидных магм.

Таким образом, имеющиеся в настоящее время литературные данные и личные материалы авторов позволяют говорить о существовании группы рудоносных в отношении олова и вольфрама гранитоидных комплексов. К рудоносным мы относим гранитоидные комплексы, с которыми в конкретных рудных районах устанавливается временная и пространственная, а нередко и более тесная (генетическая или парагенетическая) связь оловянных или вольфрамовых месторождений либо соответствующей рудной минерализации таких генетических типов, которые в других рудных районах имеют практическую значимость. Правомерность выделения такой группы гранитоидов усугубляется еще и тем, что, обнаруживая при формировании в различной геотектонической обстановке определенные вариации петрографического состава, они сохраняют ряд общих специфических признаков состава (повышенная щелочность, особенно калиевая, обогащенность летучими и рудными компонентами, концентрация и дисперсия содержаний которых заметно повышаются в наиболее кислых поздних дифференциатах комплексов и др.). Эта способность определяется целым рядом факторов, среди которых немаловажная роль принадлежит физико-химическим условиям кристаллизации гранитоидного расплава, что в конечном счете определяется геолого-структурной обстановкой формирования конкретного гранитоидного комплекса. В связи с этим весьма важное значение приобретает общий анализ возрастного и геологического положения рудоносных гранитоидов в пределах различных по времени формирования и строению структурно-формационных зон. Такие исследования позволят: а) наметить главные эпохи оруденения; б) установить, на каких этапах развития основных геотектонических элементов земной коры возникают условия, стимулирующие генерацию рудоносных гранитоидных магм, в) выявить наиболее благоприятную обстановку, в которой по-

тенциальная металлоносность таких магм реализуется с образованием промышленно значимых месторождений.

В настоящей работе излагаются результаты общего анализа возрастного и геологического положения гранитоидов, сопровождающихся оловянным и вольфрамовым оруденением. В его основу положены личные материалы авторов, полученные в процессе геолого-петрографического изучения гранитоидов ряда рудных районов Дальнего Востока, Центрального Казахстана, Средней Азии и других регионов СССР. Кроме того, мы попытались использовать имеющиеся в нашем распоряжении литературные данные по рудоносным гранитоидным комплексам районов, которые характеризуются как оловорудные (Материков, 1974) или в которых известна имеющая определенное промышленное значение фольфрамовая минерализация.

Как свидетельствуют геологические и радиологические данные, возраст рудоносных гранитоидов, проявленных в различных рудных районах СССР, колеблется от докембрия (абсолютный возраст 1650–800 млн. лет) до неогена (30–15 млн. лет). В отдельных случаях приводятся и более "молодые" цифры возраста (до 1,8 млн. лет для гранитоидов Тырныаузского рудного района). В указанном временном интервале цифры абсолютного возраста не образуют непрерывный ряд. Они группируются в определенные возрастные отрезки, отражающие основные эпохи формирования олово- и вольфрамоносных гранитоидных комплексов. На данном этапе изученности можно говорить о существовании, по крайней мере, семи таких эпох: докембрийской (средне-позднепротерозойской), ранне-среднепалеозойской, позднепалеозойской (поздний карбон – пермь), юрской, раннемеловой, позднемеловой и палеоген – геогеновой. Однако распространенность и практическая значимость гранитоидных комплексов каждой из выделенных эпох неодинаковы. Так, среди оловоносных гранитоидов наиболее широко развиты мезозойские, особенно юрские (180–140 млн. лет) и верхнемеловые (100–80 млн. лет). Палеогеновые, хотя и пользуются относительно небольшим развитием, нередко сопровождаются формированием наиболее перспективных касситерит-силикатных и касситерит-сульфидных типов оруденения. В группе вольфрамоносных гранитоидных комплексов наряду с мезозойскими весьма существенное значение приобретают и верхнепалеозойские, а с неогеновым комплексом связан такой интересный объект, как Тырныаузское шеелитовое месторождение.

В пространственном распределении разновозрастных олово- и вольфрамоносных гранитоидов намечается достаточно определенная закономерность. Комплексы рудоносных гранитоидов палеозойских эпох сосредоточены главным образом в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (схема). В более восточных районах СССР роль палеозойских рудоносных гранитоидов резко редуцирована, а проявление их фиксируется лишь в пределах срединных массивов дальневосточных байкалид (Буреинский, Ханкайский). Ведущее значение здесь приобретают мезозойские и палеогеновые рудоносные гранитоидные комплексы советских частей Тихоокеанского и Монголо-Охотского подвижных поясов.

РУДОНОСНЫЕ ГРАНИТОИДЫ ДОКЕМБРИЯ

На территории СССР рудоносные гранитоиды этой возрастной группы пользуются крайне ограниченным развитием. Они локализованы по периферии кристаллических щитов (Балтийского, Украинского), лишь изредка проникая в их внутренние части (Кольский полуостров), либо тяготеют к выступам древнего фундамента байкалид, как это имеет место в Восточном Саяне и Енисейском кряже.

Геолого-петрографические особенности рудоносных гранитов докембрия наиболее отчетливо могут быть показаны на примере салминского комплекса Северного Приладожья (Балтийский щит), детально изученного Р.А. Хазовым (1973) и исследовавшегося М.Г. Руб, по материалам которых и приводится

характеристика этого комплекса. Гранитоиды данного комплекса образуют вытянутый в северо-западном направлении Питкярантско-Тулумозерский интрузив в районе сочленения древнего Карельского срединного массива с Восточно-Финляндской зоной карелид. Массив гранитов занимает отчетливо дискордантное положение по отношению к складчатым структурам протерозойских пород сортавальской и ладожской серий, а также к куполам гранито-гнейсов. Это позволяет классифицировать граниты как посторогенные. Налегание на граниты верхнепротерозойских платформенных образований салминской свиты свидетельствует о том, что интрузия гранитов происходила в результате проявления процессов тектоно-магматической активизации, которые охватили область завершенной карельской складчатости и Карельского срединного массива до установления в районе платформенных условий. Подобное заключение подтверждается и радиологическими данными, которые указывают на формирование гранитов в интервале 1630-1570±40 млн. лет (Руб и др., 1974). В составе рассматриваемого комплекса устанавливаются крупноовоидные порфиroidные биотит-роговообманковые граниты рапакиви (I фаза), вслед за которыми интродировали слабо порфиroidные средне- и мелкозернистые биотитовые граниты соответственно II и III фаз. Все известные оловорудные проявления и месторождения Северного Приладожья генетически связываются (Хазов, 1973; Руб и др., 1974) с рассмотренным комплексом. Они проявлены в экзоконтактовой зоне Питкярантско-Тулумозерского массива и локализованы в известковых апомагнезиальных скарнах, развившихся по породам питкярантской свиты. Подобное тяготение к скарнам обнаруживает и вольфрамовая (шеелитовая) минерализация, имеющая менее тесную пространственную связь с гранитами массива.

Бликий петрографический облик с гранитами Северного Приладожья имеют и порфиroidные граниты рапакиви, имеющие возраст 1670-1620 млн. лет (Батиева, Бельков, 1968), а также образования среднепротерозойской формации лейкократовых гранитов и аляскитов (Бельков и др., 1972) Кольского полуострова. Эти породы формировались в субплатформенный этап развития региона, а размещение сложенных ими массивов контролировалось глубинными разломами. Они характеризуются существенно калиевым составом, обогащенностью фтором и рядом редких металлов, в том числе Sn и W. В связи с этими гранитами известны олово- и вольфрамсодержащие пегматиты и грейзены.

Протерозойские граниты оловоносных районов (по М.П. Материкиву, 1974) окраинных частей Украинского щита также формировались в субплатформенных условиях. Однако в отличие от рудоносных гранитов Балтийского щита они либо входят в состав сложных полихронных массивов, ранние образования которых представлены габброидами (Коростеньский плутон Пержанского района), либо формируются в непосредственной близости с интрузивами щелочных пород (Приазовский район). Подобное тяготение гранитов к длительно развивающимся магматическим узлам с проявлением продуктов глубинных магм позволяет говорить об определенном контроле размещения оловоносных гранитов глубинными долгоживущими разломами и рассматривать их формирование как отражение процессов тектоно-магматической активизации.

Докембрийские оловоносные граниты в пределах Восточного Саяна представлены главным образом образованиями саянского комплекса. Они слагают многофазные дискордантные массивы в зонах влияния глубинных разломов (Главного Саянского и др.). В составе интрузивов ведущая роль принадлежит калиевым лейкократовым гранитам, хотя широкое проявление процессов дифференциации и гибридизма, сопровождающих становление массивов комплекса, вызывает появление разнообразных по составу фазовых и фациальных разновидностей от диоритов и гранодиоритов до роговообманковых гранитов и сиенитов. Время формирования саянского комплекса (1500-1300 млн. лет) датируется средним протерозоем (Геологическое строение СССР, т. 3, 1968), хотя в литературе есть данные о связи этого комплекса с верхнерифейским интрузивным циклом (Смирнов, Булдаков, 1962). Восточносаянские оловоносные граниты обычно рассматриваются как орогенные образования заложившихся в докембрий геосинклинальных прогибов обрамления Сибирской платформы. Однако проявле-

ние их в различных структурно-формационных зонах Восточного Саяна и иногда в ассоциации с сиенитами и граносиенитами позволяет полагать, что в ряде зон (по крайней мере, в краевых зонах Сибирской платформы) появление гранитоидов саянского комплекса связано с проявлением отраженной тектономагматической активизации. Основным типом оловорудной минерализации, сопровождающей становление интрузивов саянского комплекса, является пегматитовый.

Близкими к восточносаянским чертами структурного положения, состава и возраста характеризуются и оловоносные гранитоиды Енисейского кряжа, а также рудоносные калиевые разновидности гранитов томского комплекса Кузнецкого Алатау.

РУДОНОСНЫЕ ГРАНИТОИДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ РАННЕГО-СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ

Сопровождающиеся оловянным или вольфрамовым оруденением ранне- и среднепалеозойские гранитоиды известны на жестких (срединных) массивах Дальнего Востока (Ханкайский, Бурейнский), а также в пределах каледонских складчатых сооружений центральной (Алтае-Саянская область) и западной (Центральный Казахстан, Северный Тянь-Шань) частей Центрально-Азиатского складчатого пояса. Среди рудоносных гранитоидов срединных массивов наиболее изученными, в том числе и авторами статьи, являются граниты Вознесенского рудного района (южная часть Ханкайского массива). Интрузивы олово- и вольфрамоносных гранитов вознесенского комплекса сосредоточены в контурах крупного поднятия. Анализ имеющихся геологических данных позволяет заключить, что появление этого поднятия связано с дифференциацией в раннем кембрии крупного геосинклинального прогиба, который заложился в позднем докембрии на дорифейском основании Западного Приморья. С конца кембрия до силура рассматриваемое внутригеосинклинальное поднятие обладало чертами относительно стабильного блока, сохранявшего тенденцию устойчивого воздымания. Лишь в конце ордовика - начале силура отмечается определенная активизация этого блока, отражающая, по всей вероятности, движения, которые сопровождали дальнейшую дифференциацию и базитовый магматизм в окружающих поднятие интрагеосинклинальных прогибах. Активизация Вознесенского блока выразилась прежде всего в проявлении интенсивной разломной тектоники и специфического гранитоидного магматизма с образованием рудоносного вознесенского комплекса. Граниты последнего прорывают и метаморфизуют рифейские и нижнекембрийские отложения, среди которых преобладают филлитовидные и серицитовые сланцы, а также слабо метаморфизованные известняки. Абсолютный возраст гранитов вознесенского комплекса (457-390 млн. лет) указывает на относительно большой разрыв во времени между прекращением осадконакопления и интрузиями кислой магмы. В совокупности с исключительной локализацией гранитов в контурах вознесенского поднятия это является еще одним подтверждением связи рассматриваемых интрузий с процессами тектономагматической активизации устойчивого блока. Размещение массивов комплекса контролируется относительно крупными тектоническими нарушениями. В составе массивов вознесенских гранитов всеми исследователями выделяются среднезернистые порфирировидные биотитовые (ранняя фаза) и лейкократовые протолитионитовые (заключительная субфаза) граниты. Обе разновидности гранитов обогащены щелочами (преобладает калий), летучими, оловом и танталом. Концентрация этих компонентов заметно возрастает в породах заключительной субфазы, отличающихся, кроме того, присутствием ниобия. Формирование вознесенского комплекса завершается внедрением даек кислых и основных пород, местами перемежающихся во времени с оруденением. Главная масса оловянной минерализации Вознесенского рудного района сосредоточена в Ярославской, Первомайской и Партизанско-Чапаевской рудных зонах. В последней рудопроявления олова касситерит-кварцевой формации тяготеют к эндоконтакто-

вым зонам гранитных массивов. В двух других рудных зонах оловянная минерализация расположена на некотором удалении от выходов вознесенских гранитов, обнаруживая определенную зависимость состава рудных тел от характера вмещающих пород: в песчаниках, сланцах и скарнах обычно развиты касситерит-турмалин-кварцевые жилы, в известняках преобладают метасоматические залежи касситерит-турмалин-флюоритовых руд, а в доломитах и доломитизированных известняках местами появляются прожилки касситерита иногда с магнезиальными силикатами (Материков, 1974). Кроме того, достаточно широко распространены касситерит-сульфидные жилы. Касситерит-турмалин-флюоритовые руды в связи с вознесенскими гранитами зафиксированы и в ряде участков в сопредельной с Ярославской Пограничной зоне, где проявлены и кварц-топазовые жилы с вольфрамитом и касситеритом.

Близкие к Ханкайскому черты тектонического развития и гранитоидного магматизма имеет Буреинский массив. Однако последний отличается более обильным проявлением палеозойских и мезозойских гранитоидов, что позволяет классифицировать его как гранитогенную структуру (Усенко, Чеботарев, 1973). Известные в пределах Туранского хребта и Малого Хингана оловоносные аплиты, пегматиты, кварц-полевошпатовые жилы и грейзены, а также скарново-рудные тела с касситеритом в доломитах верхнего рифея связываются с позднебайкальским рудогенезом. В качестве оловоносных здесь выделяются средне- и мелкозернистые биотитовые и двуслюдяные турмалиносодержащие лейкократовые граниты раннепалеозойского биробиджанского (или биджанского для Малого Хингана, по Г.В. Иицкосу и В.И. Лови, 1961) комплекса. В последнее время И.Ф. Бровчук (1975 г.) выделил эти граниты в самостоятельный среднепалеозойский комплекс. Его ранние фазы имеют возраст 364-300 млн. лет, а формирование жильных и постмагматических производных происходило во временном интервале 329-275 млн. лет. Оловоносные граниты Буреинского массива образуют плитообразные трещинные тела, нередко вытянутые в плане, и штоки в зонах сопряжения толщ различного состава и возраста. Довольно обычна локализация гранитных тел в ядрах древних антиклиналей и тяготение к краевым частям батолитов раннепалеозойского возраста. Все это указывает на контроль размещения среднепалеозойских интрузивов разломами, являющимися зонами проявления полихронного магматизма. Учитывая структурное положение рудоносных гранитоидов Буреинского массива и их место в ходе общего геологического развития Приамурья, можно полагать, что формирование этих гранитоидов происходило в связи с тектономагматической активизацией относительно консолидированных блоков. Последние возникли в результате протерозойских и байкальских складчатых движений и последующего внедрения собственно орогенных гранитоидов раннепалеозойского комплекса. Активизация, по всей вероятности, являлась отражением тектонических движений в сопредельной Восточно-Азиатской области.

В пределах складчатых областей рудоносные гранитоиды ранне-среднепалеозойской эпохи сосредоточены главным образом в регионах развития каледонид. Особенности геологического положения рудоносных гранитоидов этой возрастной группы наиболее полно могут быть охарактеризованы на примере Алтае-Саянской складчатой области, где сосредоточена основная масса каледонид юга Сибири. Эта складчатая область имеет неоднородный блоковый фундамент и обладает четко выраженными чертами полициклического направленного развития (Тектоника Евразии, 1966). Это выражается в последовательном омоложении складчатых зон Алтае-Саянской области в направлении от Сибирской платформы - от протерозойских через каледонские к герцинским. При этом строение зон каледонской складчатости усложнялось проявлением структур ранней (салаирской) и поздней консолидаций, время замыкания которых было неодинаковым в различных частях региона. Тектонические движения, сопровождающие развитие более поздних по возрасту подвижных зон, оказывали активизирующие воздействия на более древние складчатые зоны и относительно стабильные блоки, нередко вызывая в их пределах возобновление магматической деятельности. Особенности состава разновременных продуктов магмати-

ческой деятельности определяются тем, что заложение проявленной здесь нижнепалеозойской геосинклинали происходило на коре океанического типа, которая в ходе развития Алтае-Саянской области была преобразована в кору континентального типа (Кузнецов, 1967). Это определило принадлежность области к металлогенетическим провинциям сиалическо-фемического типа (по В.А. Кузнецову), для которых вольфрам не является ведущим рудным элементом, а олово не характерно. Однако среди разновозрастных гранитоидов, локализованных в различных структурно-формационных зонах Алтае-Саянской складчатой области, выделяется ряд комплексов, которые по особенностям состава и характеру сопровождающих их постмагматических образований могут рассматриваться как рудоносные в отношении вольфрама или олова (Кузнецов, 1967; Геологическое строение СССР, т. III, 1968; Материков, 1974). Среднепалеозойские рудоносные гранитоиды каледонской части Алтае-Саянской складчатой области представлены комплексами среднедевонского возраста. Они сосредоточены главным образом в Туве, Западном Саяне и Кузнецком Алатау, где им нередко сопутствует рудная минерализация.

В пределах Тувы различаются две группы среднепалеозойских гранитоидных интрузий, которые могут рассматриваться как рудоносные. Появление одной из них связано с развитием и замыканием периферических или флишевых прогибов, возникших на территории Северо-Западной Тувы одновременно с замыканием в позднем кембрии осевых структур каледонид с образованием областей ранней стабилизации. Эта группа гранитоидов включает порфировидные граниты и граносиениты с небольшим количеством биотита и акцессорными сфеном, апатитом, цирконом, ортитом, монацитом и флюоритом (Геологическое строение СССР, т. III, 1968). Они локализованы в обрамляющих прогибы зонах ранней стабилизации, где прорывают отложения кембрия и ордовика (?), имея абсолютный возраст 412 млн. лет (ранний девон). С гранитоидами данной группы связаны рудопроявления вольфрама. Интересно отметить, что близкие им по времени формирования гранитоиды шапшальского комплекса, расположенные в пределах флишевых прогибов, не обладают признаками вольфрамоносности.

Более интересной в отношении рудоносности является другая группа среднепалеозойских гранитоидов Тувы, представленная сютхольским комплексом. Интрузивы этого комплекса, которые обычно имеют форму пластообразных тел, нередко батолитовых размеров, приурочены к интрагеоантиклинальным структурам и зонам разломов. Вблизи последних массивы комплекса обычно приобретают штокообразную форму. В составе сютхольского комплекса преобладают микроклиновые граниты. В приконтактных частях массивов они сменяются гранодиоритами и диоритами, которые рассматриваются либо как эндоконтактные фации, либо как образования ранних фаз. В качестве составляющих данного комплекса отмечаются и щелочные граниты и граносиениты, образующие в ряде массивов секущие дайки и пологие тела в гранитах. Однако следует учитывать, что в прилегающих к Туве районах Северной Монголии, обладающих сходными чертами геологического развития, щелочные граниты и граносиениты образуют самостоятельный комплекс (Яшина и др., 1973; Гаврилова и др., 1975). По данным В.А. Павлова и Р.М. Яшиной, образование комплекса происходило в позднем палеозое (пермь) и отразило процессы тектоно-магматической активизации, связанной с заложением и развитием мезозойских геосинклиналиных прогибов. В связи с этим нельзя исключать возможность принадлежности щелочных гранитов и граносиенитов к иному, более позднему, чем сютхольский, комплексу. С этих позиций находит некоторое объяснение и отмечающееся несоответствие геологического возраста образований сютхольского комплекса. Гранитоиды последнего прорывают условно раннедевонские толщи, а галька пород его интрузивов отмечается в отложениях эйфеля, что свидетельствует о доэйфельском или внутриэйфельском возрасте комплекса. В то же время абсолютный возраст гранитов (валовые пробы, аргоновый метод) определяется цифрами 316-265 млн. лет, что отвечает карбону - перми (Геологическое строение СССР, т. III, 1968). Подобное "омоложение" цифр абсолютного возраста с позиций более позднего образования кислых пород щелочного ряда может быть связано с тем-

пературным воздействием на гранитоиды сютхольского комплекса щелочногранитной магмы. Как это показано Н.В. Волковой (1973) на материалах Восточной Тувы, в подобных случаях в более древних гранитоидах происходит потеря радиогенного Ar, что и приводит к получению более низких цифр радиологического возраста. С сютхольским комплексом известны рудопроявления олова, вольфрама (вольфрамитовые и шеелитовые) и ряда других металлов.

В Западном Саяне рудоносные гранитоиды представлены постскладчатым джойским комплексом. Его формирование связывается с поздними стадиями каледонского цикла, что определяет сходство его геологического положения с сютхольским комплексом. Однако в отличие от последнего, тяготеющего к участкам ранней консолидации, основная масса интрузивов джойского комплекса сосредоточена в зонах поздней стабилизации каледонид (в основном в Западно-Саянской структурно-формационной зоне). Лишь отдельные массивы проникают в области ранней стабилизации (Северо-Саянская, Куртушибинская) или локализованы в пределах Джебаинского докембрийского выступа. Различное структурное положение представляющих комплекс массивов находит выражение в многообразии их морфологических типов (межформационные плутоны, лакколитоподобные тела, штоки, дайки). По характеру ассоциаций различаются три типа массивов комплекса (Геологическое строение СССР, т. III, 1968): 1) массивы, целиком сложенные порфиридовидными биотитовыми гранитами, 2) массивы, в периферических частях которых биотитовые граниты сменяются гранодиоритами, диоритами, иногда габброидами; 3) многофазные массивы, которые образованы продуктами последовательных внедрений от габбро до аляскитов, реже до щелочных гранитов и сиенитов.

Причины разнообразия состава интрузивов комплекса в настоящее время не выяснены. Однако постоянно отмечающийся контроль интрузий джойского комплекса разломами (нередко длительно развивающимися), на наш взгляд, позволяет предполагать, что в состав комплекса включен ряд массивов (третий тип), которые представляют полихронные образования и возникли в результате пространственного совмещения продуктов магматизма различных этапов развития складчатых зон. По геологическим данным возраст гранитов комплекса среднедевонский. Радиологические исследования дают несколько более молодые цифры (350–325 млн. лет, данные ВСЕГЕИ). Спектр сопровождающих комплекс рудопроявлений в основном определяется принадлежностью пород комплекса к нормальному калиевому ряду (Mo, W, Sn, Bi, Nb, Cu, Pb, Zn).

В Кузнецком Алатау месторождения шеелитоносных скарнов связаны с улень-туимским комплексом габбро-диорит-сиенитового и грано-диорит-гранитного состава. Представляющие комплекс многофазные батолитоподобные массивы сосредоточены в основном в пределах существенно карбонатной Батеневской зоны ранней (конец среднего – начало позднего кембрия) стабилизации каледонской геосинклинали. Отмечающийся всеми исследователями отчетливо дискордантный характер массивов улень-туимского комплекса свидетельствует об их становлении после главных процессов складкообразования. Формирование улень-туимских гранитоидов, которое датируется кембрием (566–499 млн. лет), связывается с проявлением процессов магматического замещения вмещающих карбонатных, эффузивных и древних интрузивных пород (Кузнецов, 1964; Сергеева, 1963). Многофазный характер гранитоидных тел с пространственным обособлением продуктов разных тел указывает на то, что при формировании комплекса имели место и интрузии гранитоидных расплавов. Последнее достаточно активно реагировало со вмещающими породами, вызывая появление элементов зонального строения гранитоидных тел с относительно широкой вариацией состава пород (от сиенодиоритов до лейкократовых гранитов), их щелочности и известковистости.

В западной части Центрально-Азиатской складчатой области, как и в большинстве районов Алтае-Саянской области, рудоносные гранитоиды ранне-среднепалеозойской металлогенической эпохи имеют преимущественно среднедевонский возраст. Основная масса сосредоточена в границах Северо-Тяньшано-Казахстанской складчатой системы, где их формирование отражает позднеоро-

генную консолидацию каледонид. Наиболее полно они охарактеризованы на примере второго девонского гранитного комплекса Чу-Балхашской зоны (Контгев-Дворников и др., 1960). Гранитоиды последнего образуют здесь отчетливо послескладчатые многофазные плутоны. Несомненный контроль их пространственного размещения крупными тектоническими нарушениями подчеркивается и формой интрузивов, которая обычно удлинена в соответствии с ориентировкой близлежащих разломов Джалаир-Найманской тектонической зоны. В строении массивов ведущая роль принадлежит биотитовым щелочно-известковым гранитам первой фазы. Их эндоконтактные фации представлены гранодиоритами или меланократовыми гранитами, а более поздние инъекции (дополнительные интрузии, по В.С. Коптеву-Дворникову) - лейкократовыми, местами до аляскитовых гранитами. Иногда в составе поздних фаз появляются граносиениты, еще более подчеркивая общую повышенную калиевоность среднедевонских гранитоидов. Подобного рода интрузивами представлены близкие им по возрасту рудоносные гранитоиды и в других структурно-формационных зонах каледонид рассматриваемого региона. В Северо-Тяньшанской зоне они объединяются в дженишке-гурайгырский, кунгейзаилийский и близкие им комплексы. Они тяготеют к оформившимся в ордовике интрагеосинклинальным поднятиям (Заилийский Ала-тау) или контролируются глубинными подвижными зонами типа Южно- и Северо-Иссык-Кульских, Джерлаганской, Баянкольской и других (Гуляев, 1974). Аналогичные особенности геологического положения рудоносных гранитоидных комплексов завершающих стадий развития зон каледонской складчатости Южного Казахстана отмечают и Г.Н. Шерба с соавторами (1968). Однако они придерживаются несколько иных представлений о возрастной группировке массивов.

Значительно меньшая часть рудоносных гранитоидов ранне-среднепалеозойского времени распространена в блоках допалеозойской консолидации рассматриваемого региона. Внедрение этих гранитоидов связывается с активизацией таких относительно стабильных жестких блоков, вызванной тектоническими движениями, которые сопровождали замыкание каледонских подвижных зон. Наиболее широко подобные гранитоиды проявлены в северной части Кокчетавской глыбы, где они объединены в орлиногорский комплекс. Представляющие этот комплекс массивы сосредоточены вдоль крупного субширотного разлома, являются многофазными и образованы теми же гранитами (от биотитовых до субщелочных и аляскитовых), что и среднедевонские рудоносные интрузивы каледонид (390-370 млн. лет). Близкие по составу и возрасту к орлиногорским гранитные плутоны локализованы в допалеозойских блоках Ишим-Улутауской зоны, где их расположение определяется субмеридиональной зоной активизации (Гуляев, 1974).

Особенностями таких рудоносных гранитоидов стабильных блоков, отличающимися их от близких по возрасту гранитоидов окружающих каледонид, являются меньшее развитие гранодиоритовых фаций эндоконтакта, практическое отсутствие среди них граносиенитов и специализированность гранитоидов на Та и Nb (Геологическое строение СССР, т. III, 1968). Отличаются они и по типам оловянной и вольфрамовой минерализации, которая представлена в основном пегматитами и апогранитами с касситеритом, вольфрамитом и редкометальным оруденением. В рудоносных же гранитах каледонид преобладают кварцевые жилы и грейзены с касситеритом, вольфрамитом, молибденитом и реже шеелитом. В карбонатной среде появляются скарновые и скарново-грейзеновые месторождения.

Заканчивая характеристику геологического положения рудоносных гранитов раннего - среднего палеозоя, следует остановиться на ордовикских гранитах Полярного Урала, которые некоторыми исследователями рассматриваются как основные источники рудного вещества среднепалеозойского вольфрамового оруденения (Юшкин и др., 1972). Гранитоиды этой возрастной группы (490-460 млн. лет) сосредоточены в пределах Центрально-Уральского поднятия, которое является краевой частью эпибайкальской платформы, вовлеченной в развитие каледоно-герцинской геосинклинали. Они представлены крупнозернистыми мик-

роклиновыми и микропегматитовыми гранитами полярноуральского комплекса, который относится к субплатформенным посторогенным образованиям. Пространственно ассоциированная с массивами этих гранитов вольфрамовая (преимущественно шеелитовая) минерализация имеет несколько более поздний возраст (450–440 млн. лет). Это позволяет указанным выше исследователям связывать формирование указанной минерализации с последующим метаморфизмом, который вызвал отгранитный поток гидротермальных флюидов, мобилизующих W из гранитоидов и отлагающих его в рудах.

РУДОНОСНЫЕ ГРАНИТОИДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ

Ареалы распространения гранитоидов этой возрастной группы обычно совпадают с границами областей герцинской складчатости, нередко проникая, однако, и в окружающие их зоны и блоки более ранней консолидации. Наиболее широко позднепалеозойские гранитоиды и сопровождающие их оловянное и вольфрамовое оруденения развиты в пределах складчатых сооружений Центрального и Южного Казахстана, Средней Азии, Зайсанской геосинклинали и Горного Алтая. Кроме того, рудоносные гранитоиды позднего палеозоя известны на Урале и в Чингиз–Тарбагатае.

В Центральном Казахстане формирование преобладающего числа месторождений, несущих вольфрам и олово, всеми исследователями связывается с интрузиями лейкократовых и субшелочных аляскитовых гранитов акчатауского комплекса.

Геолого–структурное положение и состав гранитных постскладчатых массивов акчатауского комплекса рассмотрены в многочисленных публикациях, а его общая характеристика дана в ряде сводных работ (Щерба, 1960; Щерба и др., 1973 и др.). Структурные особенности и внутреннее строение интрузивов комплекса изучались одним из авторов настоящей статьи (Павлов, 1964). Появление гранитов акчатауского комплекса всеми исследователями связывается с заключительными этапами развития герцинид Джунгаро–Балхашской области, в структурно–формационных зонах которой рассматриваемые граниты распространены наиболее широко. Однако тектонические движения, сопровождающие замыкание этой складчатой области, оказывали активизирующее действие на окружающие зоны ранней (каледонской и раннегерцинской) консолидации, вызывая появление гранитов акчатауского комплекса и за пределами зон герцинской складчатости. Это определило проявление двух групп гранитных массивов акчатауского комплекса, локализованных соответственно в пределах собственно герцинских структурно–формационных зон и в окружающих их зонах (блоках) ранней консолидации. Массивы первой группы наиболее распространены в пределах Токрауского синклинория, особенно в его внутренних частях. Их становление происходит на поздних этапах формирования длительно развивающихся кольцевых вулкано–тектонических структур. Для гранитов обычно устанавливается парагенетическая связь с предшествующими им кислыми вулканитами, с которыми они образуют единые вулкано–плутонические ассоциации. Интрузивы имеют округлую, иногда несколько вытянутую форму в плане и отчетливо дискордантный характер. Их размеры варьируют в широких пределах от достаточно крупных батолитов до относительно небольших штоков, которые нередко окружены сериями кольцевых даек гранитов. Связь гранитов этой группы с разломами определяется тем, что пространственное размещение кольцевых структур, в строении которых принимают участие и рассматриваемые граниты, подчинено крупным тектоническим нарушениям. Влияние разрывных нарушений непосредственно на локализацию гранитных интрузивов и на их конфигурацию проявлено менее отчетливо. Массивы обычно многофазные и образованы последовательными крупно–, средне– и мелкозернистыми инъекциями субшелочных аляскитовых гранитов.

В зонах ранней консолидации интрузивы акчатауского комплекса размещаются вдоль значительных по протяженности разломов. Нередко последние контро-

лируют и проявления более древнего, в том числе каледонского магматизма. В большинстве случаев массивы комплекса являются межформационными телами лакколито- или гарполитообразной формы, верхняя поверхность которых обычно осложнена серией куполов (Павлов, 1964). Выходы интрузивов в плане имеют изометричные (но не округлые) или несколько вытянутые очертания. Площадь интрузивов колеблется от 20-40 до 500-700 км². Среди вмещающих эти массивы пород близкие им по времени формирования эффузивные образования встречаются крайне редко.

Неодинаковое геолого-структурное положение рассмотренных групп массивов акчатауского комплекса, по-видимому, определило различие их петрографического облика и степени рудоносности. Так, интрузивы, сосредоточенные в пределах Токрауского синклинория, сложены преимущественно однополювошпатовыми гранитами и сопровождаются небольшими кварцевыми жилами и грейзенами с молибденитовой, вольфрамовой и редкометалльной минерализацией. Массивы акчатауского комплекса, локализованные в блоках ранней стабилизации, образованы последовательным внедрением крупно-, средне- и мелкозернистых двуполевошпатовых лейкократовых гранитов, имеющих идентичный с однополювошпатовыми гранитами химический состав. С интрузивами двуполевошпатовых гранитов ассоциировано подавляющее большинство вольфрамовых и вольфрам-молибденовых (иногда с касситеритом) месторождений, представленных рудоносными грейзенами, кварцевыми жилами и прожилками с вольфрамитом, молибденитом и другими редкометалльными минералами.

Причины появления в регионе двух петрографических типов гранитов окончательно не выявлены. Учитывая различия геолого-структурного положения одно- и двуполевошпатовых гранитов, можно полагать, что появление того или иного типа определялось геологической обстановкой становления массива, которая контролировала условия кристаллизации и в первую очередь режим летучих в расплаве. Приуроченность массивов однополювошпатовых гранитов к длительно развивающимся вулканотектоническим структурам, по-видимому, явилась причиной становления их в условиях относительно открытой системы. Быстрая потеря расплавом летучих в этой обстановке не только препятствовала отдельной кристаллизации полевых шпатов, но и затрудняла концентрацию рудных элементов в остаточных флюидах, вызывая рассеивание их в породообразующих минералах. Однако высказывалось предположение и о связи различных типов гранитов с независимыми магматическими очагами. При этом "сухая" аляскинская магма, генерировавшая однополювошпатовые граниты, возникала на больших глубинах в условиях гранулитовой фации земной коры (см. статью Е.В. Негрей и О.И. Яшукина в настоящем сборнике).

Цифры абсолютного возраста, полученные различными радиологическими методами, обнаруживают значительный разброс (от 245 до 320 млн. лет), но большинство значений укладывается в интервал 260-300 млн. лет (Каталог..., 1970; Геологическое строение СССР, т. III, 1968). При этом закономерного распределения значений цифр возраста между гранитами различных типов не отмечается.

В Южном Казахстане наиболее перспективными в отношении комплексного (W, Mo, Sn) оруденения являются лепсинский (Джунгария) и юбилейный (Зайлиньский Алатау) комплексы лейкократовых гранитов. Формирование их связано с проявлением зон магматической активизации, развивавшихся в только что консолидировавшихся субплатформенных участках герцинского орогена, и происходило в позднекарбовое - раннепермское (293-265 млн. лет) время (Шерба и др., 1969). Среди вмещающих пород массивов лепсинского комплекса отсутствуют образования моложе раннего карбона, а интрузивы юбилейного комплекса обычно интрузируют песчано-сланцевые отложения кембрия. Это позволяет полагать, что граниты обоих комплексов возникали преимущественно в районах, где активизации подвергались наиболее стабильные, испытавшие длительное воздымание зоны герцинид или сохранившиеся в пределах последних блоки каледонид. С гранитами лепсинского и юбилейного комплекса ассоциируют главным образом проявления кварц-вольфрамитовой и кварц-касситеритовой формаций при подчиненном развитии рудоносных пегматитов и шеелитового оруденения.

Наряду с рассмотренными комплексами к числу рудоносных относятся и аляскитовые однополевошпатовые граниты каскеленского комплекса, в которых местами появляются щелочная роговая обманка и эгирин (Щерба и др., 1968). В отличие от близких им по времени становления массивов юбилейного комплекса каскеленские граниты прорывают не только ниже-среднепалеозойские, но и более молодые вулканогенные породы и практически не несут оловянного или вольфрамового оруденения. Эти граниты сопровождаются лишь отдельными проявлениями молибденовой минерализации. Таким образом, в Заилийском Алатау, как и в Центральном Казахстане, проявлены два близких по времени формирования петрографических типа гранитов, различающихся геологическими условиями интрузивов и степенью рудоносности. Влияние геолого-структурной обстановки становления гранитных массивов на характер и масштабы сопутствующего оруденения проявляется и для Чингиз-Тарбагатайской зоны. Здесь рудоносными являются пермские лейкократовые граниты, объединяемые Г.Ф. Ляпичевым (1962) в "поздний позднепалеозойский комплекс", возникший в связи с герцинской активизацией каледонид. С лейкократовыми и аляскиотовыми гранитами этого комплекса, образующими изометричные массивы вдоль крупных региональных швов, связано оловянное и вольфрамовое оруденение кварцево-грейзенового и пегматитового типа. Наиболее широко оно проявлено в Аркалыкской структурно-формационной зоне, представляющей периферическое геантиклинальное поднятие каледонид (Борукаев и др., 1965; Есефов и др., 1969; Гуляев 1974). В то же время для расположенного на северо-западном продолжении Аркалыкской зоны Баянаульского района, где, по данным В.К. Моница (1957), пермские лейкократовые биотитовые граниты связаны с кольцевыми структурами опускания, подобное оруденение не характерно.

Геологическое положение верхнепалеозойских гранитоидов Средней Азии определяется спецификой тектонического развития этого региона как составного элемента западной части Центрально-Азиатской складчатой области. Здесь отмечается чередование зон каледонской и герцинской складчатости, причем первые обычно выполняют роль поднятий, разделяющих зоны герцинских прогибов. В пределах герцинид Тянь-Шаня и Кызылкумов, в которых более древние образования сохранились лишь в отдельных блоках, выделяются Гиссаро-Каратегинская, Алай-Кокшаальская и Чаткало-Нарынская продольные тектонические зоны (Тектоника Евразии, 1966). Рядом исследователей западное окончание Чаткало-Нарынской зоны рассматривается как самостоятельная Чаткало-Кураминская зона. Формирование верхнепалеозойских гранитоидов, с которыми ассоциирует основная масса оловянного и вольфрамового оруденения региона, совпадает по времени с заключительными (позднеорогенными) этапами развития герцинид. Тектонические и магматические процессы этого этапа проявились в различных блоках дифференцированно развивавшихся зон герцинской складчатости неодновременно. Более того, сфера влияния указанных процессов нередко охватывала и прилегающие к герцинидам части каледонских структур. Это вызывало отраженную тектоно-магматическую активизацию последних с появлением в их пределах своеобразных щелочных и гранитоидных магматических комплексов. Отмеченные особенности геолого-тектонического развития региона являются, на наш взгляд, основной причиной появления в пределах региона целой серии ассоциаций гранитоидных пород. Близкие по времени образования ассоциации гранитоидов, проявленные в различных структурно-фациальных зонах и подзонах, нередко имеют сходные строения и состав. Несмотря на это, в каждом конкретном районе они рассматриваются как самостоятельные магматические комплексы. В результате верхнепалеозойские, в том числе и рудоносные гранитоиды оказались подразделенными на многочисленные комплексы, имеющие местные названия и, как правило, довольно локальное распространение. Детальной геолого-петрографической характеристике отдельных рудоносных магматических комплексов и представляющих их интрузивов посвящена весьма обширная литература. Достаточно полно верхнепалеозойский гранитоидный магматизм рассмотрен и в ряде сводных работ по отдельным зонам и районам Средней Азии (Абдуллаев, 1960; Азимов и др., 1970; Бабаходжаев,

1975; Байбулатов и др., 1973; Баратов, 1966; Петрография Узбекистана, 1964, 1965; Хамрабаев, 1958 и др.). Это избавляет нас от необходимости останавливаться на характеристике гранитоидов конкретных рудных районов и позволяет ограничиться общим рассмотрением групп гранитоидных комплексов, которые, проявляясь в разных частях региона, обладают сходными чертами геолого-структурного положения.

Геолого-петрографическое изучение олово- и вольфрамоносных гранитоидов, проведенное авторами в восточной части Алай-Кокшаальской зоны, в Западном Узбекистане и в ряде других районов Средней Азии в сочетании с анализом литературных материалов позволяет наметить две главные группы, различающиеся геологическим положением верхнепалеозойских гранитоидов, с которыми пространственно и во времени ассоциирует подавляющее большинство известных в регионе месторождений и проявлении олова и вольфрама.

Первая группа включает биотитовые и лейкократовые до аляскитовых граниты. Они локализованы в структурах наиболее поздней стабилизации зон герцинской складчатости, совпадая во времени появления с позднеорогенной стадией развития гранитов, и представлены относительно слабо дифференцированными небольшими по размерам (до 100-300 км²) интрузивами. В составе массивов гранитов первой группы присутствуют биотитовые граниты (изредка гранодиориты) ранних фаз, лейкократовые и аляскитовые граниты, пегматиты, аплиты и иногда гранофиры фазы дополнительных интрузий и жильной серии. Таковы, например, позднекарбонные (раннепермские?) интрузивы арашанского или чаткальского типов (Геологическое строение СССР, т. III, 1968) Чаткало-Кураминской зоны, массивы пермо-карбонного (270-249 млн. лет) комплекса Чаткало-Нарынской зоны, а также интрузивы верхнепермского (среднее значение абс. возраста 243 млн. лет) комплекса Восточного Карамазара (Бабаходжаев, 1975) и южно-варзобского аляскит-гранитового комплекса Юго-Западного Тянь-Шаня с возрастом 295 млн. лет (Геологическое строение СССР, т. III, 1968). Характерно, что нередко вмещающие указанные комплексы позднегерцинской структуры возникают на месте интрагеосинклинальных прогибов или относительно опущенных блоков, которые обычно сохраняют тенденцию относительного опускания и на орогенном этапе. В зонах герцинской складчатости, где осадочные и вулканогенные отложения верхнего палеозоя пользуются ограниченным развитием, массивы биотитовых и лейкократовых гранитов рассматриваются обычно как производные заключительных фаз формирования более крупных длительно развивающихся (не менее 40 млн. лет) гранитоидных комплексов. К их числу относятся верхнекарбонный нижнепермский комплекс Западного Узбекистана и карбон-пермский интрузивный комплекс Фергано-Кокшаальской складчатой области. В составе первого выделяются диориты, кварцевые диориты, габбро-диориты (I фаза), биотитовые гранодиориты (II фаза), биотитовые (III фаза) и аляскитовые, лейкократовые (IV фаза) граниты (Хамрабаев, 1958). Время образования этого комплекса, по материалам указанных исследователей и нашим данным, определяется в интервале 300-260 млн. лет.

Карбон-пермский комплекс Фергано-Кокшаальской области включает кварцевые диориты и диорит-монциты, гранодиориты, адамеллиты (I фаза), амфибол-биотитовые, реже биотитовые граниты (II фаза), биотитовые до лейкократовых гранитов (III фаза) и разнообразные по составу дайки (IV фаза) (Байбулатов и др., 1973). Имеющиеся радиологические данные, как полученные нами при личных исследованиях, так и опубликованные в литературе, показывают, что цифры абсолютного возраста гранитоидов I-III фаз варьируют от 340 до 270 млн. лет. Однако обработка этих данных методами математической статистики позволяет предполагать менее длительное (\approx 40 млн. лет) формирование комплекса (Байбулатов и др., 1973). Указанные возрастные интервалы становления рассматриваемых гранитоидных комплексов охватывают по существу весь орогенный этап развития вмещающих их зон герцинской складчатости. Вместе с тем интрузивы биотитовых и лейкократовых гранитов, являясь наиболее поздними образованиями этих комплексов, по времени формирования совпа-

дают с общей стабилизацией герцинид, которая происходит на фоне широкого проявления разломной тектоники. Это определяет существенную роль разрывных нарушений в пространственном размещении массивов данных гранитов, которые особенностями состава, строением и величиной сопоставимы с интрузивами, представляющими охарактеризованные выше самостоятельные комплексы биотитовых и лейкократовых гранитов.

С гранитами первой группы обычно ассоциируют олово- и вольфрамоносные пегматиты, грейзены, образования кварц-касситеритовой и кварц-вольфрамитовой формаций.

Рудоносные верхнепалеозойские гранитоиды второй группы представлены массивами, локализованными в структурах и блоках, которые ко времени проявления пзднеорогенного этапа герцинид приобрели уже относительную стабильность. К числу таких структур относятся складчатые сооружения каледонид и ранних герцинид, а также интрагеоантиклинальные поднятия и устойчиво воздымающиеся блоки в пределах зон позднегерцинской складчатости. Приуроченность рудоносных гранитоидов рассматриваемой группы к указанным стабильным блокам определяет их преимущественное распределение по периферии и обрамлению герцинских структурно-формационных зон. Во внутренних частях последних массивы данной группы располагаются в краевых частях относительно приподнятых устойчивых блоков вблизи поперечных разломов, определяющих контуры блоков и общее блоковое строение зон, как это имеет место, например, в Западном Узбекистане (Мушкин и др., 1973).

В отличие от первой вторая группа рудоносных гранитоидов менее выдержана по петрографическому облику. С одной стороны, в ее составе присутствуют комплексы, представленные многофазными интрузивами, сложенными в основном породами монцонитового или сиенитового рядов, а с другой — существенно гранитные комплексы. Наибольшим развитием рудоносные интрузивы гранитоидов монцонит-сиенитового ряда пользуются в западной части Гиссаро-Каратегинской тектонической зоны, они сосредоточены в Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоне. Здесь они объединяются в составе или являются составной частью одноименного гиссарского комплекса, имеющего возраст 295-300 млн. лет (Баратов, 1966).

В герцинидах Западного Узбекистана подобные интрузивы рассматриваются либо как производные II фазы верхнекарбонного — нижнепермского комплекса (Хамрабаев, 1958), либо как составная часть кульджуктауской габбро-гранитной серии того же возраста (Изох и др., 1975).

В Чаткало-Кураминской зоне рудоносные массивы монцонит-сиенитового ряда пользуются меньшим распространением. Наиболее хорошо они изучены в западной части этой зоны (Могол-Тау, Кармазар), где интрузивы этого состава объединяются в нижнепермский комплекс со средним абсолютным возрастом 272 млн. лет (Бабаходжаев, 1975).

Для интрузивов гранитоидов монцонит-сиенитового ряда типична локализация их среди образований геосинклинального структурного этапа герцинид. При этом они обнаруживают определенную зависимость состава и типа сопровождающего их оруденения от формационной принадлежности вмещающих пород. При становлении массивов в существенно карбонатной среде в их составе ведущее значение приобретают породы монцонитового ряда (сиенито-диориты, монцониты, гранодиориты с повышенной калиевой щелочностью). Гранитоиды сиенитового ряда появляются лишь в небольшом количестве на заключительных этапах формирования интрузивов. В подобной обстановке происходило образование изученных нами в Зеравшано-Гиссарской зоне массивов Яхтон и Чинорсай, на контакте которых с карбонатными отложениями среднего палеозоя проявлены шеелитоносные скарны. Аналогичная обстановка формирования гранитоидов и скарнового оруденения отмечается для месторождения Чорух-Дайрон (Могол-Тау) и Каязского рудного поля, расположенного в Гиссаре на границе Комсомлабад-Каязского интрузива (Баратов и др., 1973).

В Таласком Алатау сходные по характеру оловоносные скарны и оловянно-полиметаллические месторождения в известняках парагенетически связываются

верхнепалеозойским (280 млн. лет) комплексом сложного грахито-сиенитового состава (Материков, 1974).

Если во вмещающих массивы рассматриваемого типа разрезах существенную роль приобретают алюмосиликатные песчано-сланцевые отложения, то преимущественное значение в петрографическом облике интрузивов начинают играть гранитоиды сиенитового ряда (от кварцсодержащих сиенитов до калиевых гранитов). Меняется и характер ассоциирующей с ними рудной минерализации, которая представлена в основном касситерит-силикатными и касситерит-сульфидными типами с широким развитием турмалинизации. Наиболее типичным примером рудоносных гранитоидов такого рода являются массивы находящегося в Северном Гиссаре рудного поля Тагоби-Куль-Уч-Кодо (Мадалиев, 1973). Подобная зависимость состава интрузивов от характера пород позволяет говорить о том, что при их становлении большое значение имели процессы ассимиляции.

Входящие в состав второй группы верхнепалеозойских рудоносных гранитоидов массивы, сложенные биотитовыми, лейкократовыми и аляскитовыми гранитами, располагаются главным образом в раннегерцинских и каледонских структурно-формационных зонах. Типичным примером подобных рудоносных комплексов являются гранитоиды зон раннегерцинской стабилизации Фергано-Кокшаальской тектонической зоны. Наиболее детально эти гранитоиды изучены нами в пределах Сарыджазского рудного района. Последний расположен в Иньльчекской тектонической зоне, которая с середины девона обособилась как интрагеоантиклинальное поднятие. Формировавшиеся здесь с позднего карбона до перми оловоносные граниты имеют отчетливо послескладчатый характер, а размещение представляющих комплекс массивов определяется несогласными по отношению к элементам складчатых структур крупными нарушениями. В составе комплекса различаются крупнозернистые порфиroidные амфибол-биотитовые граниты I фазы, крупно- до среднезернистых биотитовые граниты II фазы и среднезернистые лейкократовые граниты заключительной субфазы. Указанные породы слагают небольшие (до 20-50 км²) штоко- и лакколитообразные тела с широким проявлением аутометасоматических процессов альбитизации и грейзенизации. С комплексом связана достаточно интенсивная минерализация касситерит-силикатного типа, а в участках развития гранитов среди карбонатных образований или алюмосиликатных пород среднего - основного состава в зонах экзо- и эндоконтактных интрузивов возникают своеобразные скарново-рудные образования с Sn и W.

Близкие по особенностям геолого-структурного положения рудоносные гранитоиды возникают в верхнем палеозое и в связи с активизацией каледонских структур. Наибольшим развитием они пользуются в Северном Тянь-Шане. Здесь рудоносные гранитиды представлены в основном актюзским и кергеташским комплексами (абсолютный возраст 260 млн. лет), которые характеризуются более лейкократовым составом пород. Мелкие массивы, штоки и лакколиты, сложенные преимущественно аляскитовыми и субщелочными гранитами, располагаются вдоль крупных разломов в обрамлении наложенных карбонных впадин (Геологическое строение СССР, т. III, 1968). Они сопровождаются оловоносными грейзенами, апогранитами и пегматитами. Однако в Терской зоне с подобными гранитами ассоциирует оловянная минерализация флюорит-турмалинового типа (Материков, 1974).

В пределах герцинской Зайсанской складчатой системы слово- и вольфрамоносные гранитоидные комплексы сосредоточены в Калба-Нарынской и Западно-Калбинской структурно-формационных зонах. Формирование рудоносных интрузивов по времени совпадало с позднеорогенными движениями. Однако локализация массивов определялась приуроченностью их к геосинклинальным поднятиям, заложившимся на раннем и среднем этапах развития этой геосинклинальной области, и существенным влиянием на пространственное размещение гранитоидов разломов как опережающих Иртышскую зону смятия, так и поперечных нарушений глубинного заложения (Волчкович, 1967).

В Калба-Нарынской зоне основная масса редкометаллового (Sn, W, Ta, Nb и др.) оруднения ассоциирует с гранитами монастырского комплекса с абсо-

лстным возрастом 260–220 млн. лет (Геологическое строение СССР, т. III, 1968). Эти граниты образуют ряд плитообразных отчетливо дискордантных интрузивов, располагаясь в основном в пределах Прииртышского геоантиклинального поднятия среди песчано-сланцевых отложений среднего девона – среднего карбона и прорывая гранитоиды калбинского комплекса (305–265 млн. лет). В строении массивов принимают участие как крупнозернистые биотитовые и биотит–мусковитовые лейкократовые граниты, так и являющиеся их дифференциатами двуслюдяные аплитовидные граниты. В связи с обеими разновидностями гранитов известны рудоносные пегматиты, однако основное оловянное оруденение зоны формируется после кристаллизации аплитовидных гранитов в связи с альбитизацией, грейзенизацией и образованием кварцевых жил с касситеритом и вольфрамитом.

В Западно–Калбинской зоне оловянное и вольфрамовое оруденения в виде грейзенов, альбититов, пегматитов, кварцевых (местами с полевым шпатом, топазом или турмалином) прожилков развиты в контактовых зонах небольших штокообразных массивов дельбегетейского комплекса. Гранитоиды последнего сосредоточены в осевой зоне рассматриваемого герцинского синклиория, к которой трансформируется развитием орогенных впадин среднекарбонного – пермского возраста. При этом наиболее часто оруденение сопровождается интрузивы, локализованные в наиболее поднятых и наименее мобильных блоках зоны (Волчкович, 1967). Дельбегетейский комплекс обычно рассматривается как возрастной аналог рудоносных гранитоидов Калба–Нарынской зоны, но в его составе наряду с биотитовыми гранитами и аляскитами значительно распространены граносиениты, кварцевые сиениты и биотит–роговообманковые граниты. Подсбные особенности состава дельбегетейского комплекса обычно объясняются проявлением процессов контаминации. Однако следует учитывать, что рассматриваемые рудоносные комплексы Калбы развиты в зонах с неодинаковым глубинным строением: если Калба–Нарынская зона характеризуется прогибом базальтового слоя, то в Западно–Калбинской зоне поверхность базальтового слоя испытывает значительные перепады (Любешкий, 1967), это создает возможность участия в гранитообразовании глубинных магм повышенной основности.

Верхнепалеозойское вольфрамовое и оловянное оруденения, проявленные на Припсырном Урале, пространственно ассоциируют с метасоматически переработанными гранитоидами доэродовикского сальнеро–меньхамбовского комплекса. Однако рудная минерализация имеет с ними парагенетическую связь и по времени формирования достаточно близка становлению ряда массивов внегеосинклинальных гранитов кожимского комплекса, имеющих возраст от 340 до 225 млн. лет. В этот период происходила интенсивная метаморфическая переработка древних гранитов, являвшихся источником рудных компонентов. Преобразование гранитов сопровождалось проявлением геохимических процессов, близких к постмагматическим, и локального плавления с образованием интрузивных тел аляскитового состава. В этих вторичных очагах происходило смещение поровых, глубинных и освобождавшихся при метаморфизме вод, которые и формировали рудоносные растворы (Юшкин и др., 1972). В этот же период в других районах Урала происходило образование ряда гранитоидных комплексов, сопровождающихся вольфрам– и оловоносными апогранитами, грейзенами и кварцевыми жилами (гранитных степнинско–неплюевского, джабыкско–санарского и др.) или вольфрамовой минерализацией в скарнах (магнитогорского гранит–граносиенитового), которые связываются со средними стадиями развития герцинид Урала.

РУДОНОСНЫЕ ГРАНИТОИДНЫЕ ИНТРУЗИИ МЕЗОЗОЯ

Олово– и вольфрамоносные интрузии мезозойского возраста пользуются преимущественным развитием на востоке Азиатской части СССР. Ареалы их распространения охватывают обширные районы Забайкалья, Приморья, Приамурья и Северо–Востока СССР. В указанных регионах рудоносные гранитоиды представлены разновозрастными комплексами. Отмечается общая тенденция омоло-

жения рассматриваемых гранитоидов с запада на восток в направлении зон проявления наиболее поздних фаз мезозойской складчатости.

В Забайкалье оловянное и вольфрамовое оруденение ассоциирует с серией гранитоидных комплексов триаса и юры, которые в разных частях региона формировались неодновременно, обнаруживая определенную связь с последовательными этапами развития в мезозое северо-западной части Монголо-Охотской складчатой системы. Не останавливаясь детально на рассмотрении различных представлений об особенностях геологического развития и тектонического районирования Забайкалья, отметим, что в настоящее время подавляющим большинством исследователей признается существование в регионе зон дрифейской, каледонской и герцинской складчатостей, которые были активизированы в связи с проявлением мезозойского тектогенеза (Тектоника Евразии, 1966). Процессы активизации сопровождался развитием прогибов, природа которых трактуется неоднозначно, и широким проявлением сводово-глыбовых движений, которые окончательно сформировали блоковое строение Забайкалья. Интенсивная блоковая тектоника служила тем фоном, на котором в мезозое развивались магматизм и рудная минерализация региона (Канишев, 1971; Фаворская и др., 1969, 1974; Счиров, 1975 и др.).

В Западном Забайкалье месторождения вольфрама и олова обычно связываются с гуджирским комплексом гипабиссальных трещинных интрузий аляскитовых гранитов, гранит- и фельзит-порфиоров. В отношении его возраста в настоящее время нет единого суждения, что, по мнению Ю.В. Комарова (1972), объясняется отсутствием общего представления об объеме гуджирского комплекса, в состав которого нередко включаются гипабиссальные и субвулканические образования других мезозойских магматических ассоциаций региона. Цифры абсолютного возраста пород гуджирского комплекса охватывают довольно широкий временной интервал от 210 до 110 млн. лет., обнаруживая два максимума — 180 и 140 млн. лет (Комаров, 1972), причем основная группа цифр порядка 145—140 млн. лет получена по интрузивам, с которыми непосредственно связаны месторождения. На этом основании Ю.В. Комаров принимает возраст гуджирского комплекса как позднеюрский, что в общем согласуется с указаниями о прорывании гранитами комплекса среднеюрских образований (Геологическое строение СССР, т. III, 1968). Близкие цифры возраста (145—125 млн. лет) получены Л.М. Афанасьевым и К.Н. Браун (см. статью в настоящем сборнике), которые также принимают позднеюрский возраст гуджирского комплекса.

Все исследователи последнего десятилетия единодушны в отнесении гуджирского комплекса к внегеосинклинальным гранитам, появление которых связано с активизацией (автономной орогенной, по А.Д. Шеглову и Ю.В. Комарову) раннекаледонской складчатой области Западного Забайкалья. При этом подчеркивается существенная роль продольных и поперечных разломов в пространственном размещении интрузивов комплекса, которые локализируются на поднятиях в удалении от верхнеюрских впадин, выполненных трахибазальтами.

В Восточном и Центральном Забайкалье гранитоиды, сопровождающиеся оловянным и вольфрамовым оруденением, развиты в пределах Монголо-Схотской герцинской тектонической зоны. Однако их появление связано с теми сводово-глыбовыми движениями, которые охватили регион в период мезозойской активизации. В качестве ведущих рудоносных гранитоидов региона обычно рассматриваются образования кукульбейского и харлагинского средне-верхнеюрских комплексов. Некоторыми исследователями они объединяются в единую серию, массивы которых развиты на территории южнее Монголо-Схотского шва (Шилина, 1970). Оба комплекса представлены небольшими по размеру (до 100—300 км²) многофазными интрузивами существенно калиевых глиноземистых гранитов. Первые фазы образованы биотитовыми и лейкократовыми гранитами, а более поздние — порфировидными двуслюдяными, мусковитовыми и амазонитовыми (кукульбейский) или аплитовидными двуслюдяными (харлагинский) гранитами и гранит-порфирами. В ряде массивов кукульбейского комплекса в качестве начальной фазы выделяются гибридные биотитовые гранодиориты. Отмечается и не-

которое различие в пространственном распределении рассматриваемых гранитоидов с преимущественной локализацией массивов кукульбейского комплекса на сводовых поднятиях, а харлагинского — в областях мезозойских прогибов (Шилина, 1970). Большинство исследователей относят граниты кукульбейского комплекса к среднеглубинным образованиям и подчеркивают пестрый фациальный облик харлагинского комплекса, объединяющего среднеглубинные, гиабиссальные и близповерхностные гранитоиды (Геологическое строение СССР, т. III, 1968). Этим обычно объясняется тот факт, что с кукульбейским комплексом ассоциируют проявления олова и вольфрама пегматитовой и кварцевой формаций, а харлагинский комплекс сопровождается оловоносными грейзенами, месторождениями касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций, а также проявления деревянистого олова (Материков, 1974). Следует отметить, что существуют представления о гетерогенности касситерит-сульфидного оруденения ряда рудных полей типа Хапчерангинского (Гундобин, Зубков, 1973) и о парагенетической связи подобных месторождений с комплексом верхнеюрских малых интрузий среднего и основного состава (Биндеман, 1970).

Значительно меньшая по масштабам рудная минерализация сопровождается более крупные по размерам многофазные батолитоподобные интрузивы кыринского и цаган-олуевского (или борщовочного) комплексов. Массивы кыринского комплекса тяготеют к областям сводовых поднятий, сложены гранитоидами среднего и умеренно кислого состава, характеризующиеся непостоянным составом, присутствием среди характерных элементов-примесей Ti, V, Co, Cr, Ni, Sc и интенсивным калиевым метасоматозом. Гранитоиды этого комплекса несут пегматиты с шеелитом и касситеритом, а также оловоносные грейзены. Возраст комплекса определяется как триасовый (Шилина, 1970).

Интрузивы послераннеюрского цаган-олуевского комплекса имеют лейкократовый состав, локализованы в приразломных мезозойских прогибах и сопровождаются оловоносными пегматитами.

Если в Забайкалье рудоносные гранитоиды мезозоя локализованы в структурах допалеозойской и палеозойской консолидации, претерпевших более позднюю активизацию, то в других районах востока Азиатской части СССР они сосредоточены главным образом в областях мезозойской складчатости, входящих в состав Тихоокеанского подвижного пояса.

В Приморье мезозойские рудоносные гранитоиды представлены комплексами мелового возраста, совпадая по времени формирования с орогенными этапами развития вмещающих их структурно-формационных зон Сихотэ-Алинской складчатой системы — Главного антиклинория, Главного синклинория, Прибрежной и Бикинской. При этом все исследователи единодушно отмечают дифференцированное развитие указанных зон в мезозойское (до сенона) время и неоднородное их строение (Геология СССР, т. XXXII, ч. I, 1969). Существенное влияние на характер геологического развития мезозойских Сихотэ-Алиня оказывали поперечные к складчатости нарушения, которые разбивают мезозойские на ряд блоков или сегментов (Фаворская и др., 1974). Относительная стабилизация области мезозойской складчатости Приморья осуществлялась, начиная с сенона, с некоторым скольжением во времени с запада на восток. В этот период происходило и внедрение основной массы гранитоидов, в том числе и рудоносных, которые имеют здесь преимущественно верхнемеловой возраст. Орогенические движения, проявившиеся в это время в области мезозойских, в определенной степени оказали воздействие и на прилегающие к ней с запада структуры палеозойской стабилизации, вызывая и в последних проявление мелового гранитоидного магматизма.

Указанные геолого-тектонические особенности эволюции мезозойских являют-ся главной причиной многоэтапности мезозойского магматизма Приморья и сближенности во времени формирования интрузивов, характеризующихся различным структурным положением. В связи с этим многие аспекты эволюции гранитоидного магматизма мезозойских Сихотэ-Алиня трактуются различными авторами неодинаково. К числу таких дискуссионных вопросов относится, в частности, и правомерность выделения в том объеме, как это принято в настоящее время, ключевой

и дальнинской серий, в состав которых входит подавляющее большинство мезоловых рудоносных гранитоидов региона. Обращают на себя внимание близкий возраст и идентичный набор пород обеих серий, интрузивы которых локализованы в одних и тех же структурах (Геология СССР, т. XXXII, ч. I, 1969). Исходя из этого, И.Н. Говоров и Г.Б. Левашов (1973) рассматривают их как единую (ключевская) серию, включающую габбро-гранодиорит-гранитную, габбро-монцит-гранитную и габбро-монцит-сиенитовую ассоциации пород, развитые в интрагеоантиклинальных блоках западной части Главного синклинория.

Не останавливаясь более на рассмотрении вопроса расчленения мезозойских гранитоидов Приморья из-за ограниченного объема статьи, отметим, что результаты выполненного нами изучения рудоносных гранитоидов региона в совокупности с анализом литературных данных позволяют выделить здесь две группы гранитоидов, сопровождающиеся оловянной и вольфрамовой минерализацией. К первой группе мы относим гранитоиды нормального ряда, которые в пределах Главного синклинория выделяются в комплексы типа арминского и фурмановского, а в Прибрежной зоне — в составе приморской серии. Они образуют многофазные массивы, в строении которых участвуют породы от диоритов и гранодиоритов до преобладающих лейкократовых биотитовых гранитов и появляющихся иногда аляскитов. С ними обычно связана оловянная или вольфрамовая минерализация пегматитового и грейзено-кварцевого типов. Время образования гранитоидов этой группы в разных структурно-формационных зонах неодинаково. Особенности состава, внедрение их вслед за завершением главных фаз складчатости вмещающих их структурно-формационных зон, достаточно тесная пространственная и временная связь с формированием полей субаэральных вулканитов позволяют рассматривать гранитоиды данной группы как продукты орогенного этапа развития мезозойского Сихотэ-Алиня.

Во вторую группу рудоносных гранитоидов мы включаем комплексы, в составе которых принимают участие интрузивные образования монцитовидного и сиенитовидного рядов. Подобные интрузивы наиболее широко распространены в зоне Центрального структурного шва и локализируются как в прилегающих к нему частях Главного антиклинория, так и в краевых частях интрагеосинклинальных поднятий и относительно стабильных блоках Главного синклинория. Как правило, массивы гранитоидов обнаруживают определенную пространственную связь с зонами поперечных разломов, тяготея к местам пересечения этих разломов с продольными нарушениями (интрузивы березовско-араратской серии, района месторождения Восток-2 и других участков). С гранитоидами данной группы ассоциирует вольфрамовое (шеелитовое) оруденение скарново-грейзеновой формации. Время формирования гранитоидов в общем совпадает (абс. возраст 130—80 млн. лет) с временем образования проявленных в тех же структурно-формационных зонах гранитоидов первой группы. Однако, возникая на фоне орогенических движений, рассматриваемые гранитоиды обладают отчетливыми признаками наложенных образований и могут рассматриваться как результат своеобразной активизации структур и блоков, которые примерно с конца раннего мезозоя приобрели относительную стабильность и испытывали устойчивое вздымание. Генетическая независимость гранитоидов обеих групп подчеркивается тем, что в отличие от палингенных сиалических образований первой группы гранитоиды второй обладают отчетливыми признаками связи с глубинной трахандезитовой магмой (см. статьи М.Г. Руб и др. в настоящем сборнике).

Близки по геологическому положению и возрасту к рассмотренным комплексам Приморья и рудоносные гранитоиды Верхояно-Чукотской складчатой области. Эта обширная область мезозойских, обрамляющих сохранившиеся здесь срединные (Колымский, Омолонский) и остаточные (Охотский) массивы, развивалась на гетерогенном основании, а ее домезозойская эволюция выяснена еще далеко не достаточно. В пределах Верхояно-Чукотской складчатой области обычно выделяются Яно-Колымская и Чукотская мезозойские складчатые системы, а также Охотско-Чукотский мезо-кайнозойский вулканогенный пояс. Геолого-тектоническое развитие указанных крупных структурных единиц, относительно которого не все исследователи придерживаются единого мнения, сопровождалось

достаточно интенсивным гранитоидным магматизмом. Среди различающихся по составу гранитоидных комплексов, с которыми ассоциирует оловянное и вольфрамовое оруденение, преобладают меловые. Однако в различных складчатых системах они появляются не синхронно, обнаруживая определенную связь со спецификой развития той или иной складчатой зоны. Все это создает значительные трудности в определении объемов гранитоидных комплексов и их корреляции (Шаталов, 1974). Вместе с тем данные, опубликованные в работах М.Л. Гельмана, В.В. Еловских, И.А. Загрузиной, С.Ф. Лугова, Б.В. Макеева, В.Т. Матвеевко, И.Я. Некрасова, Е.К. Устиева, Б.Л. Флерова, Е.Т. Шаталова, Н.А. Шило и других исследователей, а также материалы личных наблюдений авторов позволяют говорить о проявлении рудоносных гранитоидов Верхояно-Чукотской области как на орогенном этапе развития образующих ее складчатых систем, так и в связи с активизацией последних.

В Яно-Кольмской системе рудоносные гранитоиды орогенного этапа представлены батолитоподобными интрузивами кольмского комплекса (абс. возраст 120-110 млн. лет). Они образуют протяженные пояса вдоль трещинных зон по границе Кольмо-Омолонского массива и зон мезозойской складчатости. Формирование этих многофазных массивов происходило вслед за главными складчатými движениями и сопровождало общую стабилизацию региона (Лугов, Макеев, 1975). В их строении преобладающим развитием пользуются граниты (биотитовые, двуслюдяные, аплитовидные), и лишь в составе начальных фаз и в эндоконтактных зонах интрузива появляются биотитовые гранодиориты. Ведущим типом оруденения, ассоциирующим с гранитоидами кольмского комплекса, является касситерит (вольфрамит) - кварцевый. Образование более позднего рудоносного гранитоидного комплекса - янского, происходило в позднемеловое время после преобразования рассматриваемого региона в зону завершенной складчатости. В этот период ведущую роль в размещении магматических и рудных образований приобретают поперечные разрывные структуры. Гипабиссальные гранитоидные интрузивы этого комплекса локализованы в районах ранних антиклинальных поднятий и образуют своеобразные цепочки (поперечные ряды) небольших массивов и тел, сложенных породами неравновесного состава. Для пород характерны меланократовый состав гранитоидов и повышенная основность плагиоклаза при преобладании калия над натрием. С янским комплексом связывается образование большинства известных в регионе месторождений касситерит-силикатно-сульфидной формации. Становление интрузивных тел янского комплекса по времени близко появлению верхнемеловых гранитов омсукчанского типа, которые сопровождаются месторождениями кварц-грейзенового и касситерит-силикатного с сульфидами типов. Формирование этих гранитов сопровождается замыкание своеобразных наложенных впадин, подобных Балыгычано-Сугойской. Последние обычно выполнены континентальными отложениями раннего мела и субаэральными, преимущественно кислыми, вулканитами позднего мела. Последние обычно рассматриваются как эффузивные члены единой с омсукчанскими гранитоидами вулканоплутонической ассоциации (Руб, 1970). Подобные впадины рассматриваются либо как наложенные орогенные прогибы, возникшие на позднегеосинклинальном - раннеорогенном этапе развития Яно-Кольмской системы (Лугов, Макеев, 1975), либо как структуры активизации (И.Н. Томсон, В.С. Кравцов, М.П. Материков и др.), возникшие в связи с тектоно-магматической активностью Охотско-Чукотского пояса и располагающиеся вдоль уходящих в глубь континента поперечных разломов. Авторы разделяют представления последней группы исследователей о связи формирования омсукчанских гранитоидов с явлениями орогенной активизации. Следует подчеркнуть, что структурные условия локализации данных гранитоидов во многом сходны с таковыми и рудоносных комплексов монзонитоидного ряда Приморья, а их принадлежность к нормальному ряду пород (от диоритов и гранодиоритов до аляскитовых гранитов) является следствием общего уменьшения концентрации калия в магмах с приближением к Тихому океану.

В пределах Охотско-Чукотского пояса основные мезозойские проявления олова обычно связываются с позднемеловыми (сенон - дат) близповерхностными

ми гранитами, которые знаменуют стабилизацию мезозойского складчатого основания вулканогенного пояса. Этим, по-видимому, и объясняется подчеркнутая М.П. Материковым (1974) приуроченность оловоносных районов пояса к стыкам его с оловоносными поясами Яно-Кольмской и Чукотской мезозойских систем. Для близповерхностных гранитоидов характерны небольших размеров массивы, обилие порфировых пород гипабиссального облика и нередкое совмещение в пределах одного интрузива различных по составу пород от габбро-диоритов до лейкократовых гранитов и аляскитов.

Оловянное и вольфрамовое оруденение Чукотки в настоящее время связывается с ранне- и позднемеловыми гранитоидными комплексами, время формирования которых в общем совпадает с проявлениями орогенного этапа развития здесь мезозойского. Однако следует учитывать, что заложение прогибов, положивших начало развитию зон мезозойской складчатости, происходило на гетерогенном основании, а развитие их протекало дифференцированно, местами сопровождалось образованием наложенных вулканогенных прогибов и активизацией относительно стабильных более древних блоков, таких, например, как байкальские восточные Чукотки. Все это позволяет полагать, что и в пределах этого региона проявились как типично орогенные граниты, так и гранитоиды, связанные с активизацией. В пользу подобного предположения свидетельствует и субсинхронное проявление здесь гранитоидов нормального и монзонитоидного рядов, как это отмечается, в частности, в пределах Певекского рудного узла. С представлением о гетерогенности мезозойского гранитоидного магматизма Чукотки достаточно хорошо согласуется и проявление здесь весьма разнообразных типов касситерит (вольфрамит)-кварцевой и касситерит-силикатной формаций. Однако более детальная систематика гранитоидов отдельных рудных районов региона требует дальнейших специальных исследований.

В Приамурье оловянное и проявленное значительно слабее вольфрамовое оруденение ассоциирует с меловыми гранитоидами. Формирование последних совпадает во времени и обычно связывается с орогенным этапом развития мезозойских геосинклинальных прогибов (Усенко, Чеботарев, 1973). Становление гранитоидных комплексов этого периода происходит на фоне сводово-глыбовых движений и интенсивной разломной тектоники, которые наиболее широко проявились в верхнем меле. В это время влияние указанных процессов распространилось за пределы Сихотэ-Алинской складчатой области, вызвав тектоно-магматическую активизацию примыкающих к ней с запада структур Монголо-Охотского пояса и восточной части Буреинского массива. Соответственно с этим происходит расширение ареала гранитоидного магматизма и повышение степени его рудоносности. Так, раннеорогенные гранитоиды, представленные образованиями типа нижеамурского комплекса, локализованы в зонах мезозойской складчатости и вдоль разломов, ограничивающих Буреинский массив, и сопровождаются незначительными проявлениями вольфрамовой и оловянной минерализации. Верхнемеловые гранитоиды, с которыми связывается основная оловоносность Приамурья, отмечаются не только в пределах мезозойского (мяочанский или мяочано-баджальский комплекс), но и на Буреинском массиве (хинганско-олонийский комплекс). При этом главнейшие районы верхнемелового магматизма и ассоциирующего с ним оловянного оруденения обнаруживают преимущественную приуроченность к структурам ранней консолидации и активизированным окраинам стабильных структур (Плотников, Усенко, 1975). Рудоносные гранитоиды верхнего мела располагаются обычно в пределах вулканогенных прогибов, размещение которых в свою очередь контролируется разломами, оперяющимися Хинганско-Буреинский структурный шов. Прогибы выполнены субаэральными вулканитами среднего и кислого составов, с которыми гранитоиды образуют единые вулканоплутонические ассоциации. Наложенный характер вулканогенных прогибов Буреинского массива, в частности наиболее крупного из них Хинганско-Олонойского, ни у кого из исследователей не вызывает сомнения. Их возникновение и развитие обычно связываются с тектоно-магматической активизацией, вызванной орогенными движениями в сопредельных зонах мезозойского. Менее отчетливо наложенный характер вулканогенных прогибов проявлен в самих зонах мезозойского

кой складчатости. Однако и здесь прогибы, вмещающие рудоносные вулканоплутонические ассоциации, обнаруживают преимущественную приуроченность к структурам и блокам, которые с первой половины триаса обособились в качестве поднятий, что позволяет и в данном случае рассматривать такие прогибы как структуры активизации. В составе интрузивных тел мяочанского комплекса, проявленного в наложенных на райне мезозойские структуры, появляются породы монцитонитовидного ряда (Изох и др., 1967), роль которых в ряде прогибов достаточно велика (Комсомольский рудный район). Это отличает гранитоиды мяочанского комплекса (абс. возраст 100–80 млн. лет) от близких им по возрасту (106–90 млн. лет) плутонических членов хингано-олонийской вулканоплутонической ассоциации, представленных гранит-порфирами нормального ряда (Руб, Вознесенская, 1972). Подобные вариации состава рудоносных верхнемеловых гранитоидов Приамурья, по мнению С.Ф. Усенко и М.В. Чеботарева (1973), связаны с тем, что тектоно-магматической активизации подвергались различные по возрасту и глубинному строению структуры. Различия состава и тесная связь рудоносных гранитоидов с вулканитами определили, на наш взгляд, разнообразие типов оловорудных месторождений Хингано-Охотского пояса. В его пределах проявлены связанные с кислыми эффузивами месторождения деревянистого олова, сопровождающие гранитоиды нормального ряда оруденение касситерит-кварцевой формации и ассоциирующие со сложнодифференцированными интрузивными телами и дайками пестрого состава месторождения касситерит-силикатной, касситерит-сульфидной и скарново-рудной формаций.

В других олово- и вольфраморудных областях рудоносные гранитоидные комплексы проявлены крайне ограниченно и относительно хорошо изучены только в Южном Казахстане и на Юго-Восточном Памире. В Южном Казахстане мезозойские гранитоиды представлены коргосским комплексом порфиroidных биотитовых, лейкократовых и амазонитовых гранитов, формирование которого связывается с мезозойской активизацией консолидированного орогена (Щерба и др., 1968). Интрузивы комплекса (абс. возраст 185–170 млн. лет) имеют отчетливо трещинный характер и группируются в виде прерывистых цепочек, протягивающихся на расстояние от десятков до первых сотен километров и сопровождающихся кварцевожильно-грейзеновой (по Г.Н. Щербе) оловянной и вольфрамовой минерализацией, которая иногда накладывается на ранние скарны. Нередко рудоносными являются сами граниты, претерпевшие альбитизацию и амазонитизацию.

На Юго-Восточном Памире для всех гранитоидов мелового возраста отмечается обогащенность оловом, средние концентрации которого в 2–5 раз превышают величину кларка (Месхи и др., 1973). Однако проявления оловянной и в меньшей степени вольфрамовой минерализации известны лишь в связи с гранитоидами аличурского и башгумбезского нижнемеловых и памиро-шугнанского верхнемелового комплексов.

Аличурский комплекс формировался на орогенном этапе развития мезозойского геосинклинального прогиба Юго-Восточного Памира. Представляющие его массивы локализованы в краевой части прогиба и сложены кварцевыми диоритами, диоритами, пресобладающими гранодиоритами, которые интродированы более поздними гранитами или граносиенитами. В контактовых частях массивов местами развиваются скарны, несущие в ряде участков рудную, в том числе оловянную и шелит-молибденитовую минерализацию.

Башгумбезский комплекс формировался на позднеорогенном этапе развития зоны Юго-Восточного Памира и представлен многофазными массивами биотитовых, лейкократовых и двуслодных гранитов, являющихся образованиями малых глубин. С наиболее сильно дифференцированными интрузивами комплекса, породы которых интенсивно альбитизированы и грейзенизированы, обычно ассоциируют проявления касситерит (вольфрамит) – кварцевой формации.

Памиро-шугнанский комплекс отнесен к формации гранитных батолитов. Крупные многофазные интрузивы этого комплекса сложены различной зернистости

лейкократовыми биотитовыми или двуслюдяными гранитами, реже аляскитами, содержат оловяносные пегматиты и располагаются главным образом в пределах кристаллического массива Юго-Западного Памира. Образование памиро-шунганского комплекса генетически связывается с процессами тектоно-магматического развития Юго-Восточного Памира (Месхи, 1964), и в связи с этим данный комплекс может рассматриваться как результат проявления гранитоидного магматизма, сопровождавшего позднемезозойскую активизацию древних структур Юго-Западного Памира.

РУДОНОСНЫЕ ГРАНИТОИДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ КАЙНОЗОЯ

Среди рудоносных гранитоидов этой возрастной группы резко преобладают образования палеогена, которые пользуются преимущественным развитием в областях проявления кайнозойского тектогенеза востока Азиатской части СССР и в прилегающих к ней районах.

Существование рудоносных гранитоидов палеогена с достаточной степенью достоверности установлено в настоящее время в Приморье, в северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и в пределах Центрально-Корякской складчатой зоны.

В Приморье рудоносные гранитоидные образования являются составной частью сихотэ-алинской серии, которая включает дат-палеогеновые вулканоплутонические ассоциации Прибрежной зоны и Главного синклинория (Говоров, Левашов, 1973). Наиболее детально они изучены нами в пределах западной части Кавалеровского района. Рудоносные палеогеновые магматические образования представлены здесь гранодиорит-порфирами, дацитовыми порфирами, липаритовыми порфирами, фельзитами и другими породами, слагающими дайки различной мощности и протяженности. Ранее они обычно относились к верхнемеловым образованиям, однако полученные нами цифры их абсолютного возраста (62-48 млн. лет), характер геологических соотношений с верхнемеловыми магматическими образованиями, особенности химизма и геохимическая специфика позволяют достаточно уверенно говорить о генетической самостоятельности этих более молодых образований и о существовании в Приморье как верхнемелового, так и палеогенового рудоносных комплексов (Руб и др., 1974). Для рудоносных вулканоплутонических ассоциаций палеогена, которые в Приморье сопровождаются оловянным оруденением касситерит-сульфидной и касситерит-силикатных формаций, характерно проявление среди эффузивных членов контрастных андезит-липаритовых комплексов, а в составе плутонических образований - гранитоидов повышенной основности и пород монзонитоидного ряда. Распределение рудоносных ассоциаций обнаруживает отчетливый контроль со стороны глубинных разломов, в том числе и поперечных субширотных. Последнее обстоятельство определяет проникновение магматических тел сихотэ-алинской серии к западу от Прибрежной зоны с образованием ряда субширотных полос их развития, пересекающих Главный синклинорий на всю его ширину. Время формирования рудоносных гранитоидов палеогена, их структурное положение и особенности состава позволяют связывать появление этих гранитоидов с процессами тектоно-магматической активизации. Последняя является, по-видимому, отражением движений, происшедших в расположенных восточнее районах кайнозойского тектогенеза.

Активизация прежде всего вызвала оживление глубинных разломов, что обусловило подъем в верхние горизонты земной коры относительно глубинной трахиандезитовой магмы, при дифференциации которой и возникали вулканоплутонические ассоциации палеогена (Руб и др., 1974).

Близкими чертами геолого-структурного положения и состава обладают рудоносные гранитоиды Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Их формирование происходило на завершающих этапах развития этой крупной структуры, когда, по мнению большинства исследователей, существенное значение приобретают процессы тектоно-магматической активизации докайнозойских структур в связи

с тектоническими движениями в Корякско-Камчатской кайнозойской складчатой области (Лугов и др., 1974). Этим и объясняется преимущественное развитие рудоносных гранитоидов палеогена в северо-восточной части пояса и проникновение их вдоль поперечных разломов в сопредельные структуры мезозойской Чукотки. Как и в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканогенном поясе, рудоносные гранитоиды обнаруживают тесную связь с вулканитами, представлены небольшими телами гранитоидов довольно пестрого состава, несущими черты субвулканических и гипабиссальных образований. Формирующееся вслед за ними оловянное оруденение преимущественно касситерит-сульфидного типа тяготеет к участкам скопления субвулканических и жерловых фаций (Лугов и др., 1974).

В Центрально-Корякской складчатой зоне известные в настоящее время проявления олова пространственно ассоциируют с малыми гипабиссальными и субвулканическими телами и дайками диоритового, гранодиоритового, гранитного и липаритового состава. Рудоносные гранитоиды имеют возраст 55-35 млн. лет и по времени совпадают с формированием порфировых и молассовых формаций палеоген-неогена (Митрофанов, 1975). Располагаются они обычно среди донеогеновых образований по периферии орогенных вулканических прогибов и вдоль кососекающих разломов проникают в окружающие прогибы сланцевых отложений геосинклинального этажа. Вблизи рудоносных интрузий локализуются проявления касситерит-кварцевой формации, а на удалении - касситерит-силикатной формации с несколько повышенным содержанием сульфидов. В целом рудоносные гранитоиды Корякского нагорья являются образованиями орогенного магматизма. Этим, на наш взгляд, и объясняется, что при определенном сходстве (контроль разрывными нарушениями, связь с вулканитами, многоэтапность формирования и др.) этих гранитоидов с палеогеновыми рудоносными гранитоидами Охотско-Чукотского и Восточно-Сихотэ-Алинского поясов (Лугов, Подольский, 1974) гранитоиды Корякского нагорья принадлежат к нормальному ряду и сопровождаются оловянным оруденением преимущественно касситерит-силикатного типа.

Из кайнозойских рудоносных гранитоидов других олово- и вольфраморудных районов СССР следует упомянуть бахмалджилгинский комплекс Юго-Восточного Памира и неогеновые гранитоиды Северного Кавказа. Бахмалджигинский комплекс представлен дайками андезит-дацитов и гранит-порфиров, для которых предполагаются связи с глубинным магматическим источником (Месхи и др., 1973). Этому комплексу по времени близко формирование касситерит-сульфидного оруденения Юго-Восточного Памира, которое указанные исследователи выделяют в самостоятельную позднеальпийский (палеоген) этап. По общему положению в общем развитии киммерийской геосинклинали этот рудоносный комплекс можно рассматривать как результат тектоно-магматической активизации возникших здесь в мезозое складчатых сооружений зоны Юго-Восточного Памира.

Неогеновые гранитоиды Северного Кавказа приурочены к Главному Транскавказскому поперечному поднятию. Образованные ими небольшие тела локализованы в узлах пересечения поперечных структур с глубинными субширстными разломами, разделяющими структурно-формационные зоны Большого Кавказа. В строении гранитоидных тел принимают участие различные по составу породы от гранодиоритов до гранитов (эльджуртинские граниты) и гранит-порфиров (район Тырнауза и др.).

По данным А.М. Борсука (1975), эти гранитоиды являются плутоническими составляющими рудоносной вулканоплутонической формации, эффузивные члены которой представлены липаритами, липарито-дацитами, дацитами, реже андезито-дацитами, андезитами и базальтами. Образование этой формации связывается с активизацией крупных разрывных нарушений региона, а сопровождающая ее рудная минерализация (в частности, вольфрам-молибденовое оруденение Тырнауза) является одним из этапов становления этой формации, в результате кристаллизации гранитоидного расплава в условиях меняющихся температуры и давления.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Авторы осознают, что приведенный обзор геологического положения разновозрастных комплексов рудоносных гранитоидов не может претендовать на исчерпывающую полноту. Отчасти это объясняется ограниченным объемом статьи, однако основная трудность проведения достаточно полного сопоставления геолого-структурной позиции и возраста гранитоидов, с которыми ассоциирует оловянное и вольфрамовое оруденение, связана с неравномерной и не всегда достаточно полной изученностью гранитоидного магматизма различных рудных районов. Кроме того, подобное изучение проводилось исследователями, стоящими на различных теоретических позициях. Это привело к тому, что даже в отношении одних и тех же рудных районов нередко высказывались крайне противоречивые сведения о принадлежности рудоносных гранитоидов к определенному этапу геологического развития той или иной территории. Однако даже с учетом сказанного приведенный обзор гранитоидов главнейших олово- и вольфрамоворудных районов СССР позволяет наметить некоторые общие закономерности их размещения.

Прежде всего следует отметить, что оловянное и вольфрамовое оруденение сопровождается лишь послескладчатые гранитоиды, преимущественно гипабиссальных и субвулканических фаций. В этом достаточно обширном ряду рудоносных гранитоидов отчетливо намечаются две различающиеся по геолого-тектоническому положению группы.

Первая группа включает рудоносные гранитоиды, появляющиеся на орогенном этапе разновозрастных складчатых областей, и представлена в основном гипабиссальными массивами пород нормального и щелочно-земельного рядов. Среди них преобладают биотитовые и лейкократовые граниты, сопровождающиеся рудоносными пегматитами, грейзенами, проявлениями касситерит-кварцевой, вольфрамит-кварцевой и, реже, касситерит-силикатной (иногда с небольшим количеством сульфидов) рудными формациями, обычно не дающими крупных месторождений.

Вторая группа рудоносных гранитоидов обнаруживает явную связь с процессами тектоно-магматической активизации. Она объединяет гранитоиды, характеризующиеся более широкими вариациями состава, фаций глубинности и типов ассоциирующего с ними оловянного и вольфрамового оруденения. Эти вариации, на наш взгляд, связаны с многообразием особенностей строения подвергшихся активизации структур. Так, рудоносные гранитоиды, возникшие при активизации срединных массивов и кристаллических щитов, как правило, характеризуются лейкократовым обликом и преобладанием пегматитовых и кварцевых типов редкометальной минерализации. В благоприятной среде здесь возникают скарны, на которые накладывается более позднее оруденение других генетических типов (Ханкайский массив, Северное Приладожье). В случае сопряжения интрузивного и эффузивного магматизма на срединных массивах типа Бурейского могут возникать рудоносные вулканоплутонические ассоциации и близповерхностные проявления деревянистого олова. Еще большее разнообразие состава рудоносных гранитоидов и типов минерализации отмечается при активизации складчатых областей. При тектоно-магматической активизации структур ранней консолидации в связи с продолжающимся развитием таких областей возникают как рудоносные комплексы лейкогранитов и аляскитов (Казахстан, Саурьджаский район и др.), так и сопровождающиеся оруденением гранитоиды монзонитоидного и сиенитового рядов (Западный Узбекистан, Гиссар, Приморье и др.). С комплексами нормального ряда в данном случае ассоциирует оруденение тех же формационных типов, которые сопровождают орогенные гранитоиды, однако масштабы его значительно больше, как это отмечается, например, для верхнепалеозойского оруденения раннегерцинских и каледонских структур Центрального Казахстана и Средней Азии. С гранитоидами монзонитоидного - сиенитоидного рядов связаны шеелитоносные (Средняя Азия, Приморье и др.) и оловорудные (Киргизия и др.) скарны, а также касситерит-силикатное, реже касситерит-сульфидное оруденение.

Наконец, при активизации областей завершённой складчатости среди рудоносных гранитоидов ведущее значение приобретают комплексы пестрого состава, нередко обладающие признаками субвулканических образований и являющиеся интрузивными членами вулканоплутонической ассоциации. Они сопровождаются наиболее перспективными в настоящее время касситерит-сульфидным (преобладает) и касситерит-силикатными типами оруденения.

Намечающаяся, таким образом, более высокая степень рудоносности гранитоидов, формирующихся в связи с тектономагматической активизацией, позволяет заключить, что наиболее благоприятные условия для дифференциации и отложения рудных компонентов возникают в обстановке тектонических движений и магматизма в пределах относительно стабильных структур земной коры. Роль активизации подчеркивается еще и тем, что в большинстве районов гранитоиды, обладающие повышенными содержаниями вольфрама или олова, появляются в ходе развития региона неоднократно, однако промышленное оруденение сопровождается обычно лишь наиболее молодые комплексы. Вместе с тем при активизации происходит наиболее интенсивное оживление глубинных разломов, достигающих нижних частей земной коры и мантии, которые в последние годы все чаще рассматриваются как возможные источники рудных компонентов. В отношении гранитоидного магматизма влияние глубинных разломов сказывается в появлении на этапах активизации пород монзонитоидного и сиенитового рядов, для которых устанавливается связь с глубинными источниками. Все это не только свидетельствует о существовании различных по генезису рудоносных гранитоидов — палингенных и дифференциатов андезитовых (или трахиандезитовых) магм (Руб и др., 1976), но и указывает на гетерогенный разноглубинный характер источников олова и вольфрама.

Из изложенного становится понятным отмечающееся распределение оловянного и вольфрамового оруденения во времени. Сравнительно слабая рудоносность докембрийских и нижнепалеозойских образований может быть объяснена крайне ограниченным развитием и слабой дифференциацией стабильных структур и невозможностью в связи с этим появления значительных масс рудоносных гранитоидов. По мере проявления последовательных этапов складчатости и орогенеза консолидированные структуры приобретают более широкое развитие, а их активизация, совпадающая по времени с основными этапами развития областей герцинской и мезозойской складчатости, привела к формированию подавляющего большинства оловорудных и вольфрамовых месторождений СССР. Эта закономерность выдерживается и в планетарном масштабе. Так, по данным В.А. Евстрахина (1975), около 85% общих запасов оловянных руд капиталистических стран сконцентрировано в месторождениях, сформировавшихся в период от верхнего палеозоя до третичного времени (320—40 млн. лет). При этом для большинства рудных районов между проявлением складчатости и формированием оруденения устанавливается временной разрыв, который, например, в Бирманско-Малайско-Индонезийском оловорудном поясе достигает 100 млн. лет.

Проведенный анализ данных по гранитоидному магматизму главнейших рудных районов обнаруживает отчетливую связь определенных типов оловянного и вольфрамового оруденения со специфическими магматическими комплексами. Эти рудоносные комплексы, обладая рядом общих черт (повышенная калиевая щелочность, богатство летучими и рудными компонентами, многофазность формирования и др.), в разных структурно-формационных зонах имеют определенные особенности состава, отражающие своеобразие развития и глубинного строения того или иного региона. Это в свою очередь вызывает необходимость проведения в дальнейшем специального формационного анализа рудоносных гранитоидов, результаты которого должны учитываться при различных металлогенических построениях и при решении проблемы источников рудного вещества оловорудных и вольфрамовых месторождений.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ВЫЯСНЕНИЯ ГЕНЕЗИСА И РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТОИДОВ

В последние годы многие советские и зарубежные исследователи занимались специальным изучением слюд и акцессорных минералов гранитоидов для решения ряда петрогенетических и металлогенетических вопросов. Так, в работах В. В. Ляховича, Н. Н. Амшинского, И. Д. Батиевой, И. В. Белькова, В. А. Вахрушева, Г. Н. Гогель, О. П. Елисейевой, Б. К. Львова, Б. М. Мелексетяна, А. В. Рабиновича, И. И. Рохлина, М. Г. Руб, И. Е. Сморгочкова, С. Д. Туровского, И. Х. Хамрабаева и ряда зарубежных авторов (С. Frondell, A. Groves, G. Hoppe, A. Poldervaart, P. Romdohr, H. Read) убедительно показано, что наряду с геологическими факторами акцессорные минералы могут быть использованы для расшифровки генезиса, условий формирования и рудоносности гранитоидов.

В предлагаемой работе приводятся новые материалы по акцессорным минералам гранитоидов, подтверждающие и развивающие эти положения. Из-за ограниченного объема настоящей статьи авторы пользуются в основном личными материалами по акцессорным минералам разновозрастных оловоносных и вольфрамосных гранитоидов ряда регионов СССР. В статье рассмотрены акцессорные минералы докембрийских оловоносных и редкометалльных гранитоидов Северного Приладожья и ниже-среднепалеозойских гранитоидов Приморья, верхнепалеозойских оловоносных и вольфрамосных гранитов Тянь-Шаня, Зирабулак-Зиаэтинских гор и Казахстана, меловых и палеогеновых - Приморья и Северо-Востока. Геологическое положение и возраст рудоносных гранитоидов освещены в специальной статье настоящего сборника и здесь не рассматриваются.

Сравнительное изучение акцессорных минералов разновозрастных рудоносных гранитоидов подтверждает наши выводы о существовании двух главных генетических типов гранитоидов, связанных с разноглубинными источниками. Эти две группы гранитоидов отличаются как составом и количественным содержанием акцессорных минералов, так и уровнем концентрации элементов-примесей в одноименных акцессорных минералах. Отмеченный вывод имеет не только научное, но и практическое значение, так как с этими главными генетическими группами рудоносных гранитоидов связано оловянное и вольфрамовое оруденение различных генетических и промышленных типов.

В предлагаемой статье рассмотрен также вопрос о формах вхождения рудных элементов в акцессорные минералы, являющиеся главными концентраторами этих элементов. Этому вопросу, как известно, до последнего времени уделялось мало внимания, в связи с тем, что постановка подобных исследований стала возможной только с появлением электроннозондовых микроанализаторов, позволяющих определить содержание и распределение рудных элементов и летучих компонентов в каждой точке того или иного порообразующего или акцессорного минерала.

Большинство химических анализов акцессорных минералов выполнено Н. В. Тронева на электроннозондовом микроанализаторе системы "Самса MS-46" и в химической лаборатории ИГЕМ АН СССР аналитиками Л. П. Некрасовой, О. П. Острогорской, Л. И. Толдовой.

Спектральный анализ флюоритов, апатитов, цирконов, ортитов выполнен в спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР А.Ф. Мартыновой. Содержание редкоземельных элементов в флюоритах и апатитах определено в химической лаборатории ИГЕМ АН СССР Т.А. Павлуцкой. Всем указанным товарищам авторы выражают глубокую благодарность.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ КАК ИНДИКАТОРЫ ГЕНЕЗИСА ГРАНИТОИДНЫХ РАСПЛАВОВ И ИХ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ

Для выяснения генезиса гранитоидных комплексов особенно интересно изучение акцессорных магнетитов, ильменитов, хромшпинелидов и апатитов. Так, В.А. Вахрушев (1962) на основании содержания в акцессорных магнетитах гранитоидов Алтае-Саянской области элементов группы железа выделил два генетических типа гранитоидов. В акцессорных магнетитах гранитоидов - дифференциатов основной магмы - много титана, ванадия, хрома, никеля, кобальта и мало олова. Среднее содержание (в %): TiO_2 - 2,36, V_2O_5 - 0,30, Cr_2O_3 - 0,097, Co - 0,0032, Ni - 0,013, Sn - 0,002. В то же время акцессорные магнетиты сиалических палингенных гранитоидов обеднены элементами группы железа и относительно обогащены оловом, свинцом, германием. Содержание TiO_2 в них 0,62, V_2O_5 - 0,13, Cr_2O_3 - 0,069, Ni - 0,0008, Co - 0,002, Sn - 0,005%.

К аналогичным выводам пришли Д.С. Штейнберг с соавторами (1961) в результате изучения акцессорных титаномагнетитов гранитоидов и щелочных пород Урала.

Высокое содержание хрома в акцессорных магнетитах гранитоидов - дифференциатов основной магмы отмечает и В.В. Ляхович (1968).

Повышенное содержание ванадия (V_2O_5 - 1,94-1,97%) установлено рядом исследователей для титаномагнетитов из габбро Скаэргаардской интрузии.

Таким образом, все исследователи единодушно отмечают повышенное содержание элементов группы железа в акцессорных магнетитах кислых и средних пород - дифференциатов основных магм, генерация которых происходит в глубоких горизонтах Земли. В то же время акцессорные магнетиты сиалических (палингенных) гранитоидов характеризуются незначительным содержанием мафических элементов и повышенным количеством таких рудных элементов, как олово, свинец, германий.

Полученные нами новые материалы по акцессорным магнетитам оловоносных верхнепалеозойских гранитоидов Сарыджазского района (Киргизия), верхнемеловых оловоносных гранитоидов Словакии, нижнемеловых и верхнемеловых вольфрамоносных и оловоносных гранитоидов Приморья, палеогеновых оловоносных гранитоидов Приморья и гранитоидов Среднечешского массива подтверждают эти положения.

Магнетит в изученных рудоносных гранитоидах обычно присутствует в небольшом количестве от единичных зерен до 100 г/т, в редких случаях до 300-400 г/т, в то время как в среднем типе биотитовых гранитов содержание магнетита 2849,3 г/т (Ляхович, 1967). Исключение составляют породы верхнемелового (Березовского) вольфрамоносного вулканоплутонического комплекса Приморья, где содержание магнетита колеблется от 6800 г/т в трахитах до 11000 г/т в монцонитах. Низкие содержания магнетита в протерозойских оловоносных гранитоидах Северного Приладожья объясняются повышенным содержанием в рассматриваемых породах титана, в связи с чем в них отмечается повышенное количество ильменита до 1000-1500 г/т. Причины же низкого содержания магнетита в верхнепалеозойских оловоносных гранитах Сарыджазского района или нижнемеловых вольфрамоносных гранитах Приморья пока не ясны.

Акцессорный магнетит в изученных рудоносных гранитоидах обычно имеет октаэдрическую, реже - неправильную форму. Как правило, он ассоциирует с роговой обманкой, биотитом и акцессорными минералами, в частности, с иль-

менитом, а в породах березовской вулканоплутонической ассоциации также с хромшпинелидами. В ряде случаев магнетит сопровождается значительным количеством ильменита, который образует как вроски в магнетите (структуры распада твердого раствора - табл. I, а, б, в), так и самостоятельные зерна. Наличие структур распада магнетита и ильменита говорит о первично магматическом происхождении изученных акцессорных магнетитов.

Количественный анализ химического состава магнетитов, а также рассмотренных ниже хромитов и ильменитов проводился локальным рентгеноспектральным методом на микрозонде MS-46 французской фирмы "Самеса" с обработкой результатов измерения на ЭВМ БЭСМ-6 по программе одного из авторов (Трошева и др., 1973). Рабочее напряжение на электронном зонде 20 кВ, диаметр 1-2 мк, ток через образец 30 нА. Толщина углеродного покрытия на полированной поверхности полистироновых шашек с зёрнами минералов была около 500 А. Элементы V, Cr, Mn определялись по K_{α} -линиям на спектрометре высокой разрешающей способности с кристаллом кварца (1011). Порог чувствительности по Z_{σ} - критерий около 0,02 вес. %. Эталоны для определения коэффициентов наложения линий Fe_{β} на Co_{α} , Ti_{β} на V_{α} , V_{β} на Cr_{α} , Cr_{β} на Mn_{α} служили чистые металлы этих элементов, для количественного анализа - минералы хромит, микроильменит, оливин, нефелин и гидротермально синтезированные $MnCO_3$ и Fe_3O_4 . В ильмените V (дополнительно определялся по K_{β} -линии).

Результаты анализов магнетитов приведены в табл. 1, из которой видно, что изученные магнетиты по содержанию титана, хрома, никеля, кобальта, ванадия и магния четко разбиваются на две группы. Магнетиты первой группы характеризуются низкими содержаниями титана, хрома, никеля, кобальта и ванадия, а магнетиты второй группы - резко повышенными содержаниями отмеченных элементов. Интересно, что магнетиты первой группы встречаются в гранитоидах, которые по геологическим, петрографическим, петрохимическим и геохимическим данным являются сиалическими - палингенными, в то время как магнетиты второй группы характерны для гранитоидов - дифференциатов трахиандезитовой или трахибазальтовой магмы. Магнетиты второй группы обычно характеризуются также более высокими содержаниями магния и алюминия, что наряду с другими факторами подтверждает связь гранитоидов, содержащих эти магнетиты, с более глубинным источником. Все магнетиты гранитоидов второй группы характеризуются и повышенным количеством ванадия. Максимальное количество этого элемента установлено в породах Березовской вулканоплутонической ассоциации и в кварцевых габбро Среднечешского массива (см. табл. 1), где содержание ванадия в магнетитах выше не только по сравнению с гранитоидами - дифференциатами основной магмы других регионов, но также по сравнению со средними и основными породами. По содержанию ванадия магнетиты пород Березовской вулканоплутонической ассоциации приближаются к магнетитам габбро Скаггаардской интрузии, а магнетиты кварцевых габбро Среднечешского массива характеризуются еще более высокими содержаниями ванадия.

Полученные на электроннозондовом микроанализаторе данные о содержании в магнетитах элементов группы железа подтверждаются результатами количественных спектральных анализов магнетитов, титаномагнетитов и ильменитов из трахитов, монзонитов и граносиенитов Березовской вулканоплутонической ассоциации.

Главное расхождение между данными электроннозондовых исследований (см. табл. 1) и результатами количественного спектрального анализа в содержаниях титана, которое по данным спектрального анализа значительно выше. Последнее объясняется тем, что спектральному анализу подверглись совместно магнетиты, титаномагнетиты и ильмениты, в то время как на электроннозондовом микроанализаторе исследовались отдельно чистые магнетиты и чистые ильмениты. Спектральные анализы показали также, что магнетиты из пород Березовской вулканоплутонической ассоциации характеризуются повышенным содержанием свинца, меди, олова и особенно цинка.

Таблица 1

Средний состав магнетитов рудоносных гранитоидов различных генетических типов

Окислы	Сиалически-палингенные гранитоиды					Среднее содержание элементов группы железа в магнетитах палингенных сиалических гранитоидов (по В.А.Вахрушеву, 1962)
	Сарыджазский район (Киргизия)		Среднечешский массив		массив Гнилец, Словакия	
	из гранитов		из тоналитов	из гранодиоритов	из гранитов	
	I фазы	II фазы				
Fe ₃ O ₄	98,5(3)	Не опр.	Не опр.	98,59(3)	97,5(2)	Не опр.
TiO ₂	0,13(3)	0,12(2)	0,29(3)	0,26(5)	0,85(2)	0,62
V ₂ O ₅	Не обн.	Не обн.	Не опр.	0,26(2)	0,06(2)	0,13
Cr ₂ O ₃	0,02(3)	0,01	0,05(3)	0,04(3)	Не обн.	0,069
MnO	0,55(3)	0,20	Не опр.	0,08(2)	0,28(2)	Не опр.
NiO	0,03(3)	Не обн.	То же	Не обн.	Не обн.	0,003
CoO	Не обн.	То же	Не обн.	То же	То же	0,001
Al ₂ O ₃	То же	"	Не опр.	0,06(2)	0,37(2)	Не опр.
MgO	0,52(3)	Не опр.	То же	Не обн.	Не опр.	То же

Таблица 1 (окончание)

Окислы	Гранитоиды - дифференциаты трахиандезитовой или трахибазальтовой магмы							Среднее содержание элементов группы железа в магнетитах гранитоидов-дифференциатов основной магмы (по В.А.Вахрушеву, 1962)
	западная часть Кавалеровского района					район Лермонтовского месторождения	Среднечешский массив	
	из трахитов	из габбро монзонитов	из монзонитов	из граносиенитов	из липаритов	из граносиенитов	из кварцевых габбро	
Fe ₃ O ₄	93,81(3)	83,46(3)	95,72(3)	93,50(5)	92,29(1)	Не опр.	97,40(4)	Не опр.
TiO ₂	3,68(3)	10,91(3)	1,48(3)	4,99(5)	5,34(1)	1,15(1)	0,30(4)	2,36
V ₂ O ₅	1,65(3)	1,69(3)	1,71(3)	1,11(5)	0,19(1)	Не опр.	3,07(3)	0,30
Cr ₂ O ₃	0,09(3)	0,16(3)	0,28(3)	0,25(5)	0,04(1)	0,42(1)	0,45(4)	0,097
MnO	0,40(3)	0,95(3)	0,20(3)	0,56(5)	0,73(1)	Не опр.	0,05(3)	Не опр.
NiO	0,01(2)	0,02(3)	0,03(2)	0,01(4)	0,07(1)	0,04(1)	0,03(1)	0,02
CoO	Не обн.	0,02(1)	Не обн.	0,04(3)	Не обн.	0,04(1)	Не обн.	0,004
Al ₂ O ₃	0,71(3)	2,38(3)	0,79(3)	0,50(5)	0,98(1)	1,20(1)	0,03(3)	Не опр.
MgO	Не обн.	0,65(2)	Не обн.	Не обн.	1,02(1)	1,83(1)	0,03(3)	То же

Сравнивая магнетиты эффузивных и интрузивных пород Березовской вулканоплутонической ассоциации (см. табл. 1), видим, что, несмотря на некоторые отличия, они имеют некоторые общие черты. В частности, все они характеризуются повышенным количеством ванадия (более 1%), титана, хрома и марганца, что наряду с другими фактами подтверждает наши выводы о коммагматичности отмеченных образований (Руб и др., 1974).

Проведенное на электроннозондовом микроанализаторе изучение в рассматриваемых магнетитах распределения титана, ванадия и хрома показало, что эти элементы распределены равномерно. Они входят в кристаллическую решетку магнетита, замещая Fe^{3+} в шестерной координации (Борисенко, 1969; Ляхович, 1968 и др.). Это хорошо видно на кривых распределения интенсивностей спектральных линий характеристического рентгеновского излучения титана, ванадия и хрома (фиг. 1).

Все вышеизложенное свидетельствует о том, что состав аксессуарных магнетитов гранитоидов наряду с другими фактами может быть использован для выяснения генезиса рассматриваемых гранитоидов.

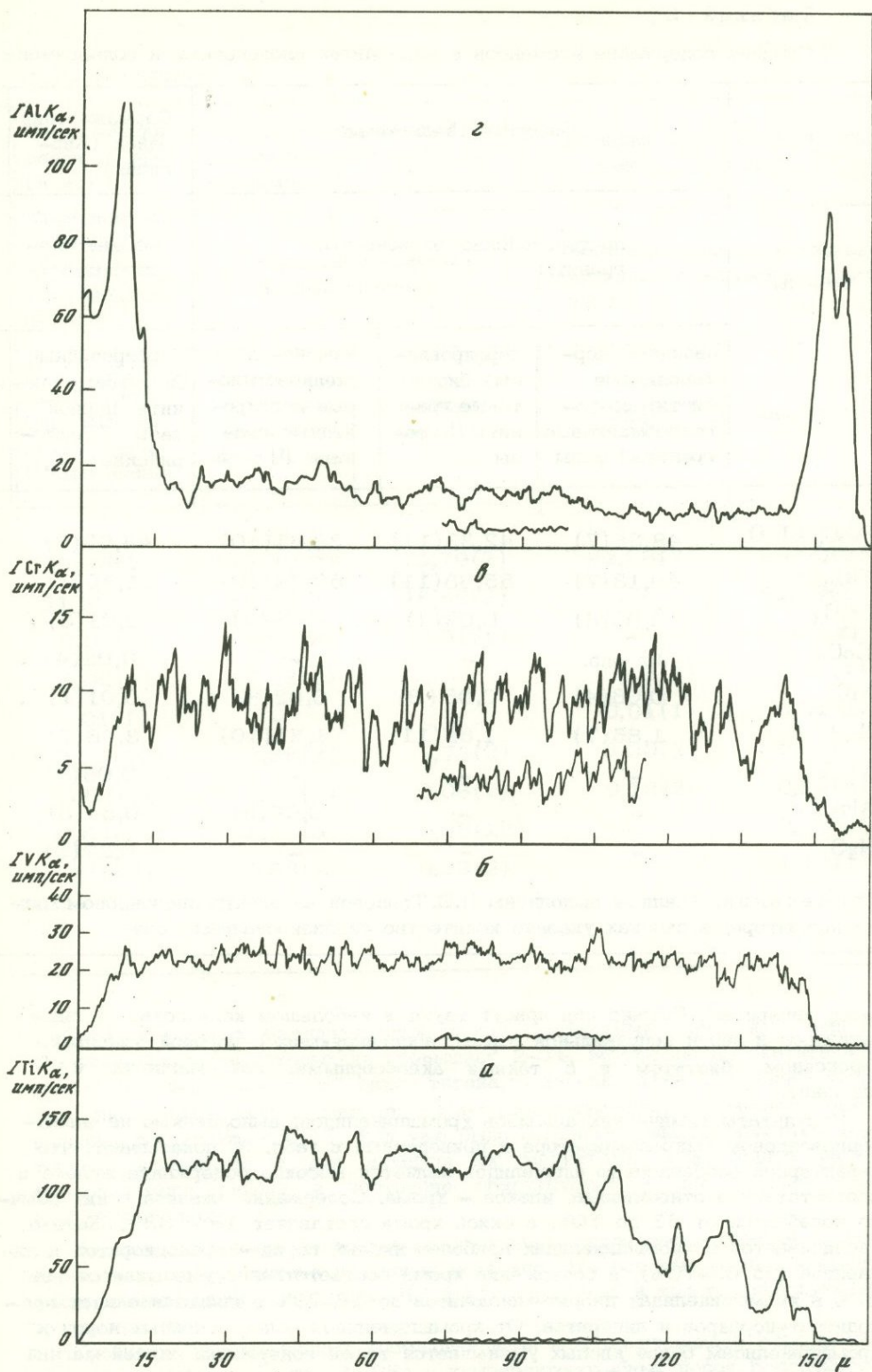
Ильмениты являются менее четкими индикаторами генезиса магматических пород. Однако появление в породах большого количества ильменита указывает на обогащенность магматического расплава титаном и щелочами. Так, среди исследованных вольфрамоносных и оловоносных гранитоидов максимальное количество ильменита (до 1700 г/т) установлено в протерозойских оловоносных гранитах Северного Приладожья. Сумма щелочей в этих гранитах колеблется от 8 до 10,8% при резком преобладании калия (Руб и др., 1974).

Ильмениты, как и магнетиты, ассоциируют с роговыми обманками, биотитом, магнетитом и другими аксессуарными минералами. Ильменит обычно образует толстостолбчатые кристаллы и зерна неправильной формы размером до 0,4–0,5 мм. Часто наблюдается сростание кристаллов магнетита и ильменита. В некоторых участках наблюдаются структуры распада твердого раствора магнетита и ильменита (см. табл. I).

Результаты химических анализов ильменитов разновозрастных оловоносных и вольфрамоносных гранитоидов отдельных рудных районов СССР приведены в табл. 2. Из этой таблицы видно, что наряду с общими чертами ильмениты рудоносных гранитоидов различных регионов имеют отличительные особенности. Так, ильмениты протерозойских оловоносных гранитов Северного Приладожья отличаются повышенным содержанием титана, которое закономерно увеличивается от 49,1 в ильменитах гранитов первой фазы до 59,7% в ильменитах гранитов третьей – заключительной фазы (см. табл. 2). Такое высокое содержание титана в рассматриваемых ильменитах объясняется обогащенностью магматического расплава титаном, благодаря чему наряду с ильменитом в гранитах второй и третьей фаз установлено повышенное количество рутила. Ильмениты оловоносных гранитоидов Северного Приладожья отличаются от ильменитов других регионов тем, что в них нет ванадия и магния, а также тем, что присутствует меньшее количество марганца.

Ильмениты верхнепалеозойских оловоносных гранитов Сарыджазского района характеризуются повышенным содержанием марганца ($MnO - 3,46-3,75\%$). Ильмениты меловых вольфрамоносных и оловоносных гранитоидов Приморья, связанных с более глубинными источниками, отличаются повышенным содержанием магния, характерного элемента основных пород. Кроме того, в ильменитах монцититов Березовской вулканоплутонической ассоциации содержится повышенное количество хрома (0,22) и ванадия (0,92), что также подтверждает наши геологические и петрографические материалы о связи этих пород с трахиандезитовой или трахибазальтовой магмой.

Наиболее интересными аксессуарными минералами, свидетельствующими о связи гранитоидов с глубинным источником, являются впервые обнаруженные нами с помощью микросонда в кислых и средних породах западной части Кавалеровского района (Приморье) хромшпинелиды. Хромшпинелиды установлены как в породах верхнемеловой вулканоплутонической ассоциации (диорит-монцититы, габбро-диорит-монцититы), так и в палеогеновых дайках (гранит-пор-



Фиг. 1. Распределение в магнетитах граносиенитов титана (а), ванадия (б), хрома (в), алюминия (г). Верхние кривые — интенсивности спектральных линий характеристического рентгеновского излучения, нижние — фоновые интенсивности этих элементов

Таблица 2

Среднее содержание элементов в ильменитах оловоносных и вольфрамо-

Окислы	Северное Приладожье			Сарыджазский район (Киргизия)
	протерозойские оловоносные граниты			
	овоидные порфирированные биотитово-роговообманковые граниты I фазы	порфирированные биотитовые граниты II фазы	средне- и мелкозернистые порфирированные граниты III фазы	порфирированные биотитовые граниты первой фазы (Ташкорийские)
Fe ₂ O ₃ + FeO	48,38(7)	42,33(11)	38,61(10)	44,63(7)
TiO ₂	49,13(7)	55,63(11)	59,74(10)	51,89(7)
Cr ₂ O ₃	0,03(6)	0,03(4)	0,08(8)	0,01(3)
CoO	Не опр.	-	-	0,02(4)
NiO	0,06(4)	0,05(8)	0,02(3)	0,01(1)
MnO	1,85(7)	1,63(11)	1,31(10)	3,46(7)
V ₂ O ₅	-	-	-	0,06(7)
Al ₂ O ₃	-	-	0,08(6)	0,64(6)
MgO	-	-	-	0,27(2)

Примечание. Анализы выполнены Н.В.Троневой на электроннозондовом микроанализаторе; в скобках указано количество анализированных зерен.

фир, липариты). Обычно они присутствуют в небольшом количестве в виде октаэдров и зерен неправильной формы, ассоциирующих с роговой обманкой, пироксеном, биотитом и с такими акцессорными, как магнетит и ильменит.

Результаты химических анализов хромшпинелидов, выполненные на электроннозондовом микроанализаторе и приведенные в табл. 3, показывают, что характерной особенностью шпинелидов является высокое содержание железа и соответственно относительно низкое - хрома. Содержание железа в них обычно колеблется от 51 до 70%, а окись хрома составляет 18 - 33%. Железо увеличивается в хромшпинелидах наиболее кислых пород - гранодиоритов и липаритов (до 65-70%), а содержание хрома соответственно уменьшается от 33% в хромшпинелидах диорит-монцитов до 18-25% в хромшпинелидах гранодиорит-порфирированных и липаритов. От хромшпинелидов более основных пород к хромшпинелидам более кислых уменьшается также содержание окисей магния и алюминия (см. табл. 3). Исключение составляют два зерна хромшпинелидов из наиболее основных пород габбро-диорит-монцитов, которые характеризуются наиболее высоким содержанием окиси хрома (44-53%), окиси магния (6,6-7,4%) и алюминия (6,7-8,9%) и соответственно низким содержанием железа (29-34%).

сных гранитоидов

Сарыджазский район (Киргизия)	Район месторождений Лермонтовского и Восток-2 (Приморье)		Западная часть Кавалеровского района (Приморье)	
верхнепалеозойские оловоносные гранитоиды	меловые вольфрамоносные граниты			верхнемеловой Березовский вулканоплутонический комплекс
среднезернистые биотитовые граниты второй фазы (Иньильческие)	граносиениты	гранодиориты	трахиты	монциты
44,46(13)	45,39(3)	43,79(2)	42,66(2)	55,90(2)
51,23(13)	50,97(3)	48,89(2)	52,58(2)	41,67(2)
0,01(5)	0,01(2)	0,01(1)	-	0,22(2)
0,02(4)	0,02(2)	-	0,03(1)	0,01(1)
0,01(1)	-	-	0,01(1)	0,01(1)
3,75(13)	9,38(3)	5,73(2)	3,39(2)	0,97(2)
0,05(12)	0,07(3)	0,08(2)	0,13(2)	0,92(2)
0,67(13)	0,80(3)	0,86(12)	-	0,29(2)
0,18(3)	0,53(1)	0,23(2)	-	1,18(1)

Среди изученных хромшпинелидов наряду с обычными различиями, содержание окиси титана в которых не превышает 2-3%, встречаются высокотитанистые разновидности, содержащие до 8% окиси титана, а изредка даже 15% окиси титана. Для описываемых хромшпинелидов характерно повышенное количество окиси ванадия, достигающее 3,35. Как уже было отмечено, ванадий является характерным элементом и для акцессорных магнетитов гранитоидов рассматриваемого района и постоянно присутствует в них в повышенных количествах.

Изучение на электроннозондовом микроанализаторе распределения в хромшпинелидах хрома, титана и ванадия показало, что все отмеченные элементы распределены равномерно (табл. II; фиг. 2) и входят в кристаллическую решетку минералов.

Сравнение рассмотренных хромшпинелидов и хромшпинелидов Кемпирсайского плутона (Павлов и др., 1968) и кимберлитоподобных пород Восточного Приазовья (Гоньшакова и др., 1974) показало, что изученные хромшпинелиды резко отличаются как от первых, так и от вторых. От хромшпинелидов Кемпирсайского плутона они отличаются меньшим количеством окисей хрома, магния и алюминия и соответственно большим количеством окисей железа и титана. От хромшпинелидов кимберлитоподобных пород Восточного Приазовья изученные

Таблица 3

Химический состав хромшпинелидов из верхнемеловых и палеогеновых

Окислы	Обр. 314, из диорит-монзонитов			Обр. 310д/73, из габро-диорит-монзонитов		Обр. 336 порфиров
	1	2	3	1	2	1
Fe ₃ O ₄	51,04	51,14	60,89	29,57	34,13	61,24
TiO ₂	8,25	2,19	2,82	0,50	1,04	4,21
V ₂ O ₅	0,23	0,25	0,20	0,11	0,16	0,36
Cr ₂ O ₃	27,77	33,87	24,01	53,17	44,97	24,65
MnO	0,44	0,50	0,42	0,41	0,40	0,61
NiO	0,16	0,19	0,20	0,02	0,06	0,24
CoO	He обн.	He обн.	He обн.	0,01	0,04	0,14
Al ₂ O ₃	7,60	7,82	6,54	6,71	8,98	4,90
MgO	4,28	4,87	3,89	6,64	7,44	5,63
Σ	99,77	100,58	98,97	97,14	97,22	101,98

Кристаллохимические коэффициенты атомов в формулах хромшпинелидов

Fe ²⁺	6,031	5,804	6,168	5,054	4,723	5,416
Mg	1,826	2,036	1,682	2,839	3,154	2,353
Mn	0,107	0,118	1,103	0,100	0,100	0,145
Ni	0,036	0,042	0,047	0,005	0,014	0,054
Co	-	-	-	0,002	0,009	0,032
Al	2,565	2,605	2,241	2,269	3,015	1,622
Cr	6,271	7,517	5,514	12,056	9,893	5,469
V	0,045	0,047	0,038	0,021	0,031	0,067
Fe ²⁺	0,886	0,230	0,306	0,054	2,772	0,448
Fe ³⁺	5,345	5,369	7,593	1,545	1,065	7,947
Ti	1,774	0,462	0,614	0,109	0,222	0,895
O	32,000	32,000	32,000	32,000	32,000	32,000

хромшпинелиды отличаются большим количеством железа и меньшим количеством окисей магния, алюминия и хрома. Кроме того, описываемые хромшпинелиды отличаются также от хромшпинелидов кимберлитоподобных пород Восточного Приазовья меньшим количеством окиси титана (Гоньшакова и др., 1974). Исключение составляют несколько зерен, характеризующихся повышенным (до 8,54%) количеством титана (см. табл. 3), необычным для хромшпинелидов земных пород, в которых содержание окиси титана не превышает 4%. В то же время обогащенные титаном хромшпинелиды установлены в лунных базальтах (20-25% TiO₂).

Таким образом, рассматриваемые хромшпинелиды отличаются от хромшпинелидов ультраосновных пород повышенным количеством железа и соответственно меньшим количеством хрома, магния и алюминия. Все это еще раз свидетельствует о том, что первичная магма, дифференциатами которой являются несущие изученные хромшпинелиды гранитоиды, отличалась от обычных глубинных расплавов и отвечала по составу трахиандезитовой магме.

магматических образований западной части Кавалеровского района (в %)

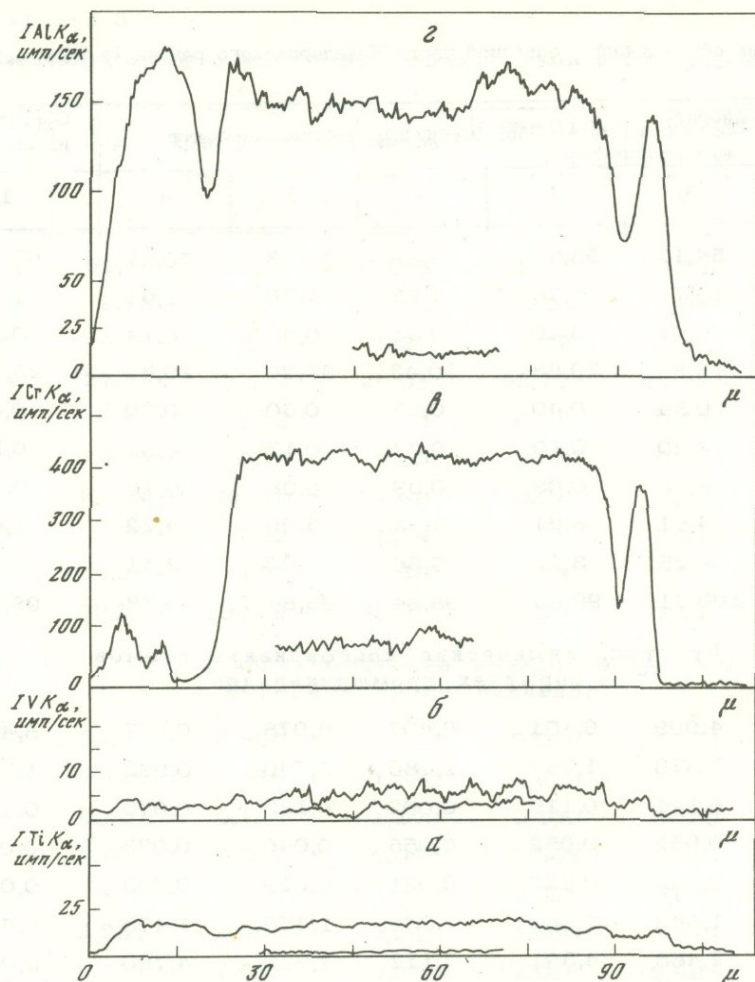
/73, из гранодиорит-	Обр. 2356/73; из гранодиоритов					Обр. 360/73, из липаритов
	2	3	1	2	3	4
56,70	54,12	58,76	58,59	55,63	70,41	65,28
8,54	15,71	1,76	1,73	1,79	1,61	1,75
0,30	0,41	0,20	0,21	0,32	0,14	0,19
26,65	18,88	29,83	30,43	33,20	20,42	25,49
0,49	0,54	0,40	0,37	0,50	0,30	0,45
0,23	0,20	0,19	0,23	0,17	0,31	0,21
0,08	0,09	0,08	0,09	0,08	0,10	0,03
3,73	4,51	3,61	3,83	3,99	4,22	1,81
3,72	6,25	3,22	3,36	4,00	2,11	3,07
100,44	100,71	98,05	98,84	99,84	99,68	98,28

Кристаллохимические коэффициенты атомов в формулах хромшпинелидов

6,188	4,909	6,151	6,407	6,078	6,897	6,451
1,618	2,878	1,658	1,480	1,740	0,932	1,377
0,121	0,141	0,116	0,092	0,123	0,075	0,114
0,050	0,052	0,052	0,055	0,040	0,073	0,051
0,019	0,022	0,023	0,021	0,019	0,023	0,007
1,281	1,642	1,469	1,336	1,375	1,475	0,644
6,135	2,488	4,391	7,112	7,619	4,790	6,073
0,059	0,108	0,046	0,039	0,060	0,028	0,040
-	1,826	-	-	-	-	-
6,655	8,111	9,631	7,070	6,553	9,344	8,847
1,840	3,651	0,459	0,386	0,393	0,358	0,396
31,102	32,000	31,764	31,721	31,804	31,813	31,802

Все изложенное достаточно убедительно показывает, что особенности состава хромшпинелидов определяются характером расплава, генерирующего несущие их породы, и, следовательно, в совокупности с другими геолого-петрографическими данными могут быть использованы для выяснения происхождения магматических пород.

Наряду с хромшпинелидами, магнетитами и ильменитами (фиг. 3) индикатором генезиса магматических пород является широко распространенный акцессорный минерал апатит. Подробно апатит рудоносных магматических комплексов и сопровождающих их постмагматических образований будет охарактеризован ниже. Здесь отметим только, что апатит сиалических палингенных гранитоидов содержит обычно повышенное количество фтора (до 3,5) и незначительное количество хлора, не превышающее 0,2-0,3%. В то время как акцессорный апатит гранитоидов - дифференциатов трахиандезитовой или трахибазальтовой магмы - характеризуется повышенным количеством хлора (до 1%) и относительно небольшим количеством фтора (0,2-0,7%). Кроме того, по количественному



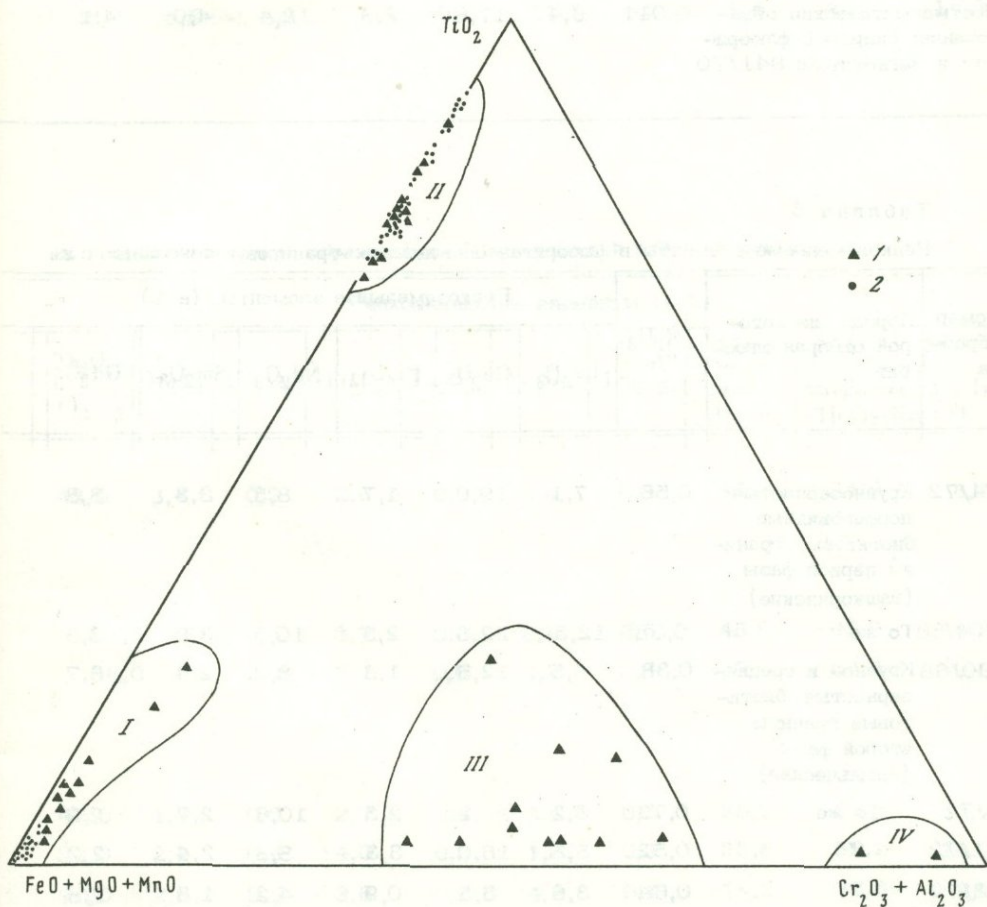
Фиг. 2. Распределение в хромшпинелидах титана, ванадия, хрома и алюминия
Условные обозначения те же, что и на фиг. 1

содержанию акцессорных минералов, содержащих летучие компоненты, можно судить о богатстве или бедности магмы летучими элементами.

Дополнительные материалы об условиях формирования многофазных гранитоидных комплексов дает детальное изучение состава некоторых акцессорных минералов. Так, например, изучение относительного содержания редкоземельных элементов в акцессорных флюоритах докембрийских оловоносных гранитов Северного Приладожья показало, что от флюоритов гранитов первой фазы к флюоритам гранитов третьей фазы происходит постепенное увеличение содержания элементов иттриевой подгруппы и понижение содержания элементов лантановой подгруппы (табл. 4).

Эти данные хорошо согласуются с результатами петрографического и петрогеохимического изучения этих гранитоидов (Руб и др., 1974), которое показало, что от гранитов первой фазы к третьей происходит постепенное увеличение содержания кремнезема и фтора и постепенное уменьшение содержания кальция, магния и железа, т.е. от ранних производных рассматриваемого магматического комплекса к поздним происходит постепенное похищение магматического расплава и обогащение его летучими. Интересно, что в флюорите скарнов, связанных с этими гранитоидами, содержание редкоземельных элементов иттриевой подгруппы вновь уменьшается, что свидетельствует об изменении кислотности постмагматических растворов.

Далее как еще один пример можно привести результаты изучения относительного содержания редкоземельных элементов в флюоритах верхнепалеозойских оловоносных гранитоидов Сарыджазского района (Киргизия) и сопровождающих их постмагматических образованиях. Формирование оловоносных гранитоидов этого района происходило в течение двух последовательных фаз. К первой фазе мы относим крупнозернистые порфировидные граносиениты и граниты, получившие название ташкоринских, ко второй – среднезернистые биотитовые граниты (иньльчекские), а к заключительной субфазе – среднезернистые иногда пегматоидные лейкократовые граниты (суходольские). Изучение петрографического и химического составов отмеченных гранитоидов показало, что от первой фазы к заключительной субфазе происходит постепенное повышение содержания кремнезема, редких щелочей и летучих (особенно фтора) и постепенное понижение содержания железа, магния и кальция. Таким образом, от первой фазы к заключительной субфазе происходит постепенное похищение расплава и обогащение его летучими. Изучение относительного содержания редкоземельных элементов в аксессуарном флюорите рассматриваемых гранитов подтвердило эти выводы. Как видно из табл. 5, от флюорита гранитов первой фазы к флюориту гранитов второй фазы происходит постепенное увеличение содержания редкоземельных элементов итровой подгруппы и понижение содержания редкозе-



Фиг. 3. Диаграмма составов хромшпинелидов, магнетитов и ильменитов в гранитоидах различных генетических типов

1 — гранитоиды дифференциации трахиандезитовой магмы; 2 — гранитсыды палингенные сиалические. Поля (цифры на рис.): I — магнетита, II — ильменита, III — хромшпинелидов, IV — хромшпинелидов, обогащенных хромом

Таблица 4

Редкоземельные элементы в флюоритах гранитоидов Северного Приладожья

Порода, из которой отобран флюорит, и номер образца	TR ₂ O ₃ , %	Редкоземельные элементы (в %)					
		La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₆ O ₁₁	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃
Крупнозернистые биотитово-роговообманковые граниты - рапакиви (первая фаза); 907/70	0,51	10,0	27,3	3,8	15,4	3,8	3,6
Среднезернистые порфировидные биотитовые граниты (вторая фаза); 909/70	0,65	6,7	12,1	2,5	6,0	2,4	2,5
Средне- и мелкозернистые порфировидные биотитовые граниты (третья фаза); 914/70	0,56	4,1	10,9	1,4	7,8	2,7	3,5
Постмагматические образования; скарны с флюоритом и магнетитом; 941/70	0,011	6,4	17,8	2,3	12,4	4,0	4,1

Таблица 5

Редкоземельные элементы в флюоритах оловоносных гранитов и связанных с ними

Номер образца	Порода, из которой отобран флюорит	TR ₂ O ₃ , %	Редкоземельные элементы (в %)					
			La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₆ O ₁₁	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃
14/72	Крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты первой фазы (гашкоринские)	0,50	7,1	19,0	1,7	8,5	3,3	3,8
704/68	То же	0,58	12,5	22,5	2,5	10,5	3,0	3,5
730/68	Крупно- и среднезернистые биотитовые граниты второй фазы (ингильческие)	0,38	4,5	12,5	1,3	8,2	2,4	3,7
2/72	То же	0,73	6,2	19,2	2,3	10,6	2,7	2,9
11/72	"	0,52	5,5	16,0	3,3	8,8	2,4	2,2
13/72	"	0,64	3,6	5,5	0,9	4,2	1,8	2,8
727/68	Турмалин-флюоритовые оловянные руды	0,005	7,3	25,8	1,1	7,8	1,1	1,1
727а/68	То же	0,001	14,0	32,4	1,8	14,0	2,8	2,8

Редкоземельные элементы (в %)

Tb ₂ O ₃ +Y ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Ho ₂ O ₃	Er ₂ O ₃	Tu ₂ O ₃	Yb ₂ O ₃	Lu ₂ O ₃	ΣLa	ΣY	ΣSc
							La+Ce+Pr+Nd	Sm+Eu+Gd+Tb, Dy+Ho	Er+Tu+Yb+Lu
31,6	1,4	0,3	1,4	0,1	1,4	0,1	56,5	40,7	3,0
56,0	2,2	0,5	5,9	0,2	3,1	0,1	27,3	63,6	9,3
59,5	2,2	1,0	3,5	0,1	3,2	0,1	24,2	68,9	6,9
28,8	5,5	0,2	6,5	0,1	11,7	0,2	38,9	42,6	18,5

ми постмагматических образований (Сарыджазский район, Киргизия)

Редкоземельные элементы (в %)

Tb ₂ O ₃ +Y ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Ho ₂ O ₃	Er ₂ O ₃	Tu ₂ O ₃	Yb ₂ O ₃	Lu ₂ O ₃	ΣLa	ΣY	ΣSc
							La+Ce+Pr+Nd	Sm+Eu+Gd+Tb+Dy+Ho	Er+Tu+Yb+L
43,5	3,4	0,9	2,6	0,9	4,4	0,8	36,3	54,9	8,7
36,5		0,5	3,7	0,8	3,5	0,5	48,0	43,5	8,5
58,0		0,4	3,7	0,6	4,2	0,5	26,5	64,5	9,0
47,0	1,3	0,6	2,7	0,4	3,5	0,5	38,3	54,5	7,1
52,0	2,2	0,4	14,0	0,3	1,5	0,3	33,6	59,2	16,1
70,0	2,5	0,5	3,6	0,1	4,2	0,1	14,2	77,6	8,0
50,7	2,2	-	1,1	-	1,6	-	42,0	55,1	2,7
32,4		-	-	-	-	-	62,2	38,0	-

мельных элементов лантановой подгруппы, что свидетельствует о похислении магматического расплава, из которого они кристаллизовались. В флюорите постмагматических турмалин-флюоритовых оловянных руд содержание редкоземельных элементов иттриевой подгруппы уменьшается, что свидетельствует о повышении щелочности постмагматических растворов.

Приведенные материалы наглядно показывают то большое значение, которое имеет изучение акцессорных минералов при решении вопроса о направленности дифференциации гранитоидных расплавов и об изменении режима кислотности — щелочности на различных стадиях становления интрузивов.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ КАК ИНДИКАТОРЫ ГЛУБИНЫ ЭРОЗИОННОГО СРЕЗА ИНТРУЗИВОВ

Изучение изменения содержания акцессорных минералов в ряде массивов рудоносных гранитоидов показало, что с глубиной резко уменьшается количество акцессорных минералов — носителей летучих компонентов — топаза, флюорита, турмалина и рудных элементов — касситерита, тантало-ниобатов, сульфидов. В то же время с глубиной резко увеличивается содержание циркона, апатита, монацита и других акцессориев. В качестве примеров приведем разрезы трех гранитных массивов, вскрытых на глубину от 600 до 1200 м.

Один из них представляет гранитоиды волфрамоносного района Приморья, который расположен в пределах Татибинского горста и характеризуется сложным геологическим строением, обусловленным в значительной степени приуроченностью массива к пересечению двух крупных тектонических нарушений северо-восточного и северо-западного направлений. Интрузивные породы, широко развитые в районе, представлены граносиенитами, гранодиоритами, крупно- и среднезернистыми биотитовыми гранитами, мелкозернистыми биотитовыми и лейкократовыми гранитами, гранит-порфирами и другими разновидностями, слагающими ряд массивов. Геологическое положение и форма тел массивов указывают на тесную связь массивов с глубинным разломом.

Центральный массив, в котором изучалось изменение акцессорных минералов по вертикали, имеет штокообразную форму, несколько удлиненную в северо-западном направлении. Извилистые, крутопадающие контакты этого массива осложнены многочисленными апофизами мощностью от 3–5 см до 10–40 м. Массив сложен нижнемеловыми (113±4 млн.лет) порфиroidными среднезернистыми гранодиоритами (Руб и др., 1971), которые прорывают и метаморфизуют песчано-карбонатные породы верхнего палеозоя. Последние на контакте с гранодиоритами скарнированы, интенсивно ороговикованы и биотитизированы. Площади контактовоизмененных пород значительно превышают размеры выхода массива на поверхность.

Изучение изменения содержания акцессорных минералов с глубиной проводилось в двух разрезах при документации скважин, вскрывающих массив до глубины 518 и 600 м; результаты показаны на фиг. 4. Анализируя эти данные, видим, что содержание таких акцессорных минералов, как циркон, апатит, монацит, с глубиной увеличивается, а содержание рутила, сфена и особенно сульфидов — пирита, пирротина и арсенопирита — с глубиной резко уменьшается.

Как второй пример взят массив протолитионитовых гранитов, вскрытый скважиной на глубину более 1200 м. Этот массив ниже-среднепалеозойского возраста, расположенный в Вознесенской зоне Ханкайского массива, детально изучен Г.П. Луговским и А.К. Рубом (Луговской, Руб, 1969). По данным этих исследователей, в направлении от апикальной части массива к глубоким горизонтам выделяется ряд зон, субпараллельных кровле интрузива. Это — кварцево-микроклиновые породы, блоковой структуры, грейзенизированные и альбитизированные аляскитовые граниты, альбитизированные протолитионитовые граниты. На глубине 460 м последние сменяются слабо измененными протолитионитовыми гранитами, которые прослеживаются на глубину более 1200 м. Наблюдаемая вертикальная зональность отражает первичную фациальную зональ-

биной меняются не только содержание, но и топоморфные особенности этого минерала (Руб, 1972).

Третьим примером является массив Гнилец, вскрытый на глубине более 1000 м. Его изучали В. Каменицкий, Я. Баран, Э. Дрзиг, И. Матула и другие исследователи. Этот массив, площадью около 1 км², находится в пределах самой южной тектонической зоны Центральных Западных Карпат — гемерид в районе Спешско-Гемерского Рудногорья. Граниты интрузируют и метаморфизируют нижнепалеозойские и девонские песчано-сланцевые отложения. Массив Гнилец сложен среднезернистыми порфировидными гранитами верхнего мела (абс. возраст 90–98 млн. лет), которые в апикальной части интенсивно грейзенизированы и турмалинизированы. В грейзенизированных гранитах и в экзоконтактной зоне рассматриваемого массива наблюдаются кварцевые жилы с касситеритом мощностью 20–30 см. По данным В. Каменицкого, описываемые граниты относятся к калиевому ряду. Они состоят из калиевого полевого шпата (33–45%), кварца (25–32%), альбит-олигоклаза (18–25%), биотита (2–5%) и мусковита (0,5–5%). Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, ортитом, рутилом, мегнетитом и турмалином. В центральной части массива Гнилец пройдена скважина глубиной более 1000 м, которая до глубины 300 м вскрывает интенсивно грейзенизированные граниты. По мере углубления степень грейзенизации постепенно понижается и на глубине 800 м вскрыты резко порфировидные биотитовые граниты, которые прослеживаются на глубину более 1000 м. По этой скважине нами совместно с В. Каменицким отобраны пробы интенсивно грейзенизированных гранитов (с глубины 300 м), слабо грейзенизированных гранитов (с глубины 600 м), порфировидных биотитовых гранитов (с глубины 900 м). Изучение акцессорных минералов в этих пробах показало, что с глубиной значительно повышается содержание циркона, апатита, анатаза и резко понижается количества турмалина, флюорита и сульфидов. Касситерит и вольфрамит установлены только в грейзенизированных гранитах (см. фиг. 4).

Все три приведенных примера свидетельствуют, что в апикальных частях гранитных массивов резко повышается количество акцессорных минералов, содержащих летучие компоненты (топаза, флюорита, турмалина), и рудных элементов (касситерита, тантало-ниобатов, вольфрамитов, сульфидов). В то же время от апикальных частей гранитных массивов к более глубоким горизонтам резко повышается содержание циркона, монашита, ксенотима, бастнезита. В некоторых участках, где вмещающие граниты породы обогащены кальцием, в эндоконтактах интрузивов повышается содержание таких характерных акцессорных минералов гибридных пород, как сфен и гранаты.

Таким образом, состав, количественное содержание и топоморфные особенности акцессорных минералов обнаруживают закономерные изменения в вертикальном разрезе рудоносных интрузивов и в совокупности с данными о геологическом строении массивов и петрографическом облике слагающих их гранитоидов могут быть использованы для суждения об относительной глубине эрозионного среза интрузивов.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ КАК ИНДИКАТОРЫ РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТОИДОВ

Советские и зарубежные исследователи неоднократно отмечали, что акцессорные минералы являются концентраторами присутствующих в гранитоидах рудных элементов и летучих компонентов и одним из индикаторов металлогенической специализации магматических комплексов. Состав акцессорных минералов и содержание в них тех или иных элементов-примесей обычно отражают геохимические особенности кристаллизующейся гранитной магмы. Так, например, касситерит является характерным акцессорным минералом оловянных гранитоидов, причем при содержании в породе 0,01% акцессорного касситерита на его долю приходится в 10 раз больше олова, чем на все породообразующие ми-

нералы, составляющие 99,99%. Типичными акцессорными минералами танталосодержащих гранитоидов являются колумбит, фергюссонит, танталсодержащий рутил — стрюверит и другие тантало-ниобаты. В вольфрамосодержащих гранитоидах широко развиты шеелит и апатит, характеризующийся повышенным содержанием вольфрама. В гранитах, богатых редкоземельными элементами иттриевой группы, установлен акцессорный ксенотим, а в гранитах, богатых редкоземельными элементами цериевой группы, встречаются такие акцессорные минералы, как ортит и монацит. Применение электроннозондового микроанализатора позволило установить, что в породах рудоносных гранитоидных комплексов олово, тантал и вольфрам образуют самостоятельные акцессорные минералы, присутствующие в виде микровключений иногда в других акцессорных и породообразующих минералах. Так, например, довольно часто в цирконах оловосодержащих гранитов наблюдаются микровключения оловосодержащих минералов, а в вольфрамосодержащих — вольфрамсодержащих. Кроме того, иногда эти элементы входят в акцессорные минералы в виде изоморфной примеси.

Ниже на примере акцессорных апатита и циркона мы попытаемся показать, что типоморфные особенности акцессорных минералов наряду с другими признаками можно использовать как один из критериев при поисках вольфрамовых, оловянных и редкометалльных месторождений.

Акцессорные минералы изучались в прозрачных и полированных шлифах, а также в искусственных шлифах. Определялось количественное содержание того или иного акцессорного минерала, его форма, размеры, оптические константы, взаимоотношение с породообразующими и другими акцессорными минералами, содержание в них рудных элементов и летучих компонентов. Иногда определялся химический состав минералов преимущественно на электроннозондовом микроанализаторе системы "Сатеса". На электроннозондовом микроанализаторе изучалось и распределение рудных элементов (Sn, Ta, W, Nb, Y, Th, U) и летучих компонентов (F и Cl) в акцессорных минералах.

Исследования проводились при напряжении 20–25 кВ, токе зонда 50–150 мА, диаметре зонда 1–2 мкм.

Аналитическими линиями служили CeL_{α} , YLa , $NbLa$, $SnLa$, $TaLa$, WL_{α} , ThL_{α} , FK_{α} .

Эталонами были ортит (11,1% CeO_2), гранат $Y_2Al_3O_{12}$ (44,9% Y), Nb 100%, SnO_2 (78,7Sn), W 100%, ThO_2 (88% Th), CaF_2 (51,3% F). Зерна минералов утаковывались в полистироловую шашку, поверхность которой полировалась, а затем покрывалась в напылителе тонкой токопроводящей пленкой углерода (200–400 Å). Первоначально, после настройки спектрометра по эталону на максимум интенсивности нужной линии, при селективном режиме работы блоков регистрации интенсивности производился поиск включений этого элемента в зернах. Поиск производился акустически по частоте счета импульсов в выбранной точке с одновременной записью на цифрочечатающее устройство.

Для фиксации и документирования обнаруженных включений, уточнения их формы, размеров выполнялись снимки при сканировании зондом по площади 100×100 мкм в характеристическом рентгеновском излучении и поглощенных электронах.

Третий этап поиска заключался в записи кривых распределения интенсивности линий каждого элемента в образце (обр.1), фона рядом с линией по обе ее стороны (ф.1) и эталона (эт.1). Целью этих записей является количественный анализ содержания интересующих примесей в основе и включениях.

Если размер включений был мал, то количественный анализ производился по отношению интенсивностей основных компонентов этого включения, например, W, Ca, Fe, Mn в шеелитах и вольфрамитовых. Расчет содержания элементов-примесей ($C_{обр}$) на участках с равномерным распределением более 20 мкм производился способом стандарта — фона $C_{обр} = \frac{I_{обр} - I_{ф}}{I_{ф}} C_{ф}$, где $C_{ф} =$

$\frac{P_{эт}}{P_{обр}} = \frac{I_{ф}}{I_{эт}} C_{эт}$. Поправки на разницу состава образца и эталона вычислялись по формулам (Heinrich, 1972) вручную и по формулам алгоритма для БЭСМ-6.

Ранее на примере Приморья одним из авторов было показано, что апатит является ведущим акцессорным минералом гранитоидов и сопровождающих их шеелитовых месторождений скарново-грейзеновой формации (Руб и др., 1971). Полученные нами в последние годы новые материалы по вольфрамоносным гранитоидам Западного Узбекистана показали, что и там апатит является ведущим акцессорным минералом гранитоидов и сопровождающих их шеелитовых месторождений скарновой формации. Нередко акцессорный апатит встречается и в породах оловоносных магматических комплексов.

Проведенное авторами в Приморье изучение магматических образований, ассоциирующихся с вольфрамовой минерализацией различных генетических типов, позволило выделить в этом регионе вольфрамоносные магматические комплексы двух типов, отличающиеся условиями формирования и особенностями состава. К первому относятся сложные многофазные комплексы, первые фазы которых представлены породами монцитит-граносиенит-гранодиоритового ряда. Вслед за ними обычно формируются биотитовые граниты. В ряде случаев образование этих комплексов завершается внедрением существенно калиевых лейкократовых гранитов. Формирование этих гранитоидных комплексов, с которыми ассоциирует шеелитовая минерализация скарново-грейзеновой формации, связано с процессами тектоно-магматической активизации. Типичными представителями вольфрамоносных комплексов этого типа в Приморье являются магматические образования районов месторождений Восток-2 и Лермонтовского. Они прорывают и метаморфизуют песчано-сланцевые и карбонатные отложения верхнего палеозоя, триаса и юры. Верхняя возрастная граница их геологически не установлена. Абсолютный возраст этих пород и связанного с ними вольфрамового оруденения охватывает интервал от 112 до 129 млн. лет, что соответствует нижнему мелу.

Для вольфрамоносных магматических комплексов второго типа, с которыми связаны месторождения кварц(касситерит)-вольфрамитовой формации, характерно более простое строение. Месторождения нередко ассоциируют с однофазовыми массивами существенно калиевых гранитов (месторождения Тигриное, Забытое) или многофазными гранитоидными комплексами, формирование которых начинается с образования гранодиоритов или биотитовых гранитов и завершается лейкократовыми гранитами или аляскитами (Троицкое, Чапаевское и другие месторождения). Для рассматриваемых комплексов характерна очень тесная пространственная и временная связь оруденения с гранитами. Так, на ряде месторождений (Забытое) наблюдается пересечение высокотемпературных кварц-вольфрамитовых жил аплитами, которые в свою очередь пересечены более низкотемпературными кварцевыми прожилками с сульфидами.

Возраст гранитов рассматриваемого типа и сопровождающего их оруденения варьирует в широких пределах от нижнего - среднего палеозоя (460-390 млн. лет, Приханкайский район) до палеогена (60-40 млн. лет, Южное Приморье). Однако наиболее широко распространены верхнемеловые (90-70 млн. лет) вольфрамоносные гранитоиды. Вольфрамоносные гранитоиды второго типа наблюдаются в различных структурно-формационных зонах Приморья.

Имеющиеся у авторов геологические, петрографические и петрогеохимические материалы свидетельствуют о том, что гранитоиды отмеченных двух типов связаны с разноглубинными источниками. Гранитоиды первого типа связаны с более глубинным источником, они являются дифференциатами трахиандезитовой или трахибазальтовой магмы. Гранитоиды второго типа связаны с менее глубинным источником - магматическими очагами, возникшими в более высоких горизонтах земной коры.

Апатит является характерным акцессорным минералом гранитоидов обоих типов, но присутствует в гранитоидах в различном количестве и отличается рядом типоморфных особенностей.

В гранитоидах первого типа содержание апатита колеблется от 80 до 300 г/т. Апатит является также ведущим минералом постмагматических образований, связанных с этими гранитоидами. На месторождениях Лермонтов-

ское и Восток-2 максимальное количество апатита установлено в кварцево-слюдистых грейзенах (табл. III, а, б) и в кварцево-шеелитовых жилах, где он, так же как и шеелит, является главным породообразующим минералом (табл. IV, а, б).

В граносиенитах, гранодиоритах и гранитах наблюдаются две генерации апатита. Апатит первой генерации образует игольчатые кристаллы в плагиоклазах. Апатит второй генерации присутствует в виде удлинённых призматических и короткостолбчатых кристаллов (табл. V) размером от 0,02 до 0,2-0,3 мм. Он тесно ассоциирует с биотитом и акцессорными минералами. Апатит обычно бесцветный, иногда с зеленовато-желтоватым оттенком, прозрачный, реже слегка замутненный.

Под микроскопом в иммерсионных препаратах в кристаллах апатита второй генерации наблюдаются мельчайшие включения циркона, а также газовые и газовой-жидкие включения.

Показатели преломления апатита, граносиенитов и гранитов Лермонтовского месторождения, граносиенитов и гранодиоритов Дальнинского и Центрального массивов (район месторождения Восток-2) колеблются в пределах $N_q = 1,640-1,636 \pm 0,002$, $N_p = 1,636-1,630$. Результаты химических анализов изученных апатитов, приведенные в табл. 6, показывают, что содержание фтора в рассматриваемых апатитах обычно колеблется от 1,90 до 2,72%, а хлора - от 0,30-0,40 до 1,0%. Таким образом, это хлор-фторапатиты с преобладанием фтора.

В постмагматических образованиях - грейзенах и кварц-apatит-шеелитовых жилах апатит образует призматические, короткостолбчатые и удлинённо-призматические кристаллы (табл. III, а, б; табл. IV, а) размером от 0,05 до 2-3 мм, а на месторождении Восток-2 до 3-4 см. Широко развиты также кристаллически зернистые агрегаты апатита. Апатит и шеелит имеют такие взаимоотношения: в одних участках апатит образует идиоморфные кристаллы, присутствующие в кварце и шеелите, в других участках хорошо видно, как шеелит замещает кристаллы апатита (см. табл. IV, б), а в третьих - апатит заполняет промежутки между кристаллами шеелита (см. табл. V, в). Таким образом, апатит начал кристаллизоваться до образования шеелита и продолжал выделяться позднее него.

В грейзенах и кварц-шеелитовых жилах наблюдаются как бесцветные, прозрачные кристаллы апатита, так и окрашенные в светлые сероватые и желтоватые тона. Иногда в нем наблюдаются мелкие черные включения. В кварцево-шеелитовых рудах, на которые наложилась сульфидная минерализация, наблюдаются две разновидности апатита: 1) прозрачные кристаллы бесцветные или окрашенные в бледные сероватые тона и 2) кристаллы и зерна серого цвета с вкрапленностью сульфидов - арсенипирита, пирита и пирротина. Показатели преломления апатита такие же, как в апатитах граносиенитов, гранодиоритов и гранитов. Содержание фтора в нем колеблется от 1,76 до 2,72, хлора - 0,30-0,81% (см. табл. 6). Таким образом, это тоже хлор-фторапатиты с резким преобладанием фтора. Исключение составляют апатиты из кварцево-шеелитовых жил месторождения Восток-2, которые представлены фтор-карбонат-apatитами. По показателям преломления эти апатиты занимают промежуточное положение между фтор-apatитами и карбонат-apatитами (Дир и др., 1966).

Интересно, что апатит всех рассматриваемых интрузивных пород и сопровождающих их постмагматических образований содержит редкоземельные элементы, содержание которых уменьшается от апатитов интрузивных пород к апатитам гидротермальных кварцево-шеелитовых жил. Сравнение абсолютно содержания редкоземельных элементов в апатитах, магматических и постмагматических образований Лермонтовского месторождения с апатитами соответствующих пород и руд месторождения Восток-2 показало, что последние отличаются более высокими содержаниями редкоземельных элементов (табл. 7). Однако в апатитах магматических и постмагматических образований обоих месторождений преобладают редкоземельные элементы лантановой подгруппы.

Таблица 6

Химический состав апатитов из рудоносных гранитоидов различных генезисов

Окислы	Сиалические - палингенные гранитоиды				
	Западный Узбекистан, Каратюбинский интрузив			Сарыджазский район (Киргизия)	
	гнейсовидные гранодиориты; 1070/71	двусплошные граниты; 1078/71	скарны; 1079/71	из порфировидных биотитовых гранитов первой фазы	из среднезернистых гранитов второй фазы
CaO	53,05	52,59	54,68	Не опр.	Не опр.
P ₂ O ₅	39,59	42,57	41,63	То же	То же
F	3,01	3,11	3,26	1,52	1,07
Cl	0,06	0,02	0,04	0,14	Не опр.
MnO	-	1,54	0,01	0,55	0,12
FeO ⁺	0,03	0,13	0,18	Не опр.	0,26
Fe ₂ O ₃	0,07	0,02	0,05	То же	Не опр.
MgO	0,08	0,01	0,04	"	То же
TR ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	Не опр.	"	"
Ce ₂ O ₃	0,05	0,05	0,05	0,01	0,23
SrO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,54	0,85
CO ₂	То же	То же	То же	Не опр.	Не опр.
Y ₂ O ₃	"	"	"	То же	1,77
TiO ₂	"	"	"	0,57	Не опр.
Al ₂ O ₃	0,02	"	"	"	То же
Ng ₂ O	0,04	"	"	"	"
K ₂ O	Не опр.	"	"	"	"
H ₂ O ⁺	То же	"	"	"	"
H ₂ O ⁻	"	"	"	"	"
Сумма	99,02	100,04	99,89	"	"
Поправка на FCl					
Сумма					

Сравнение содержания редкоземельных элементов лантановой, иттриевой и скандиевой подгрупп в рассматриваемых апатитах с содержанием различных редкоземельных элементов в среднем составе апатита, по Д.А. Минееву (1969), показало, что в исследованных апатитах значительно выше содержание элементов иттриевой подгруппы, которое увеличивается в апатитах грейзенов. Так, содержание элементов иттриевой подгруппы в апатитах граносиенитов и руд Лермонтовского месторождения колеблется от 20 до 46,2, составляя в сред-

тических типов и сопровождающих их постмагматических образований

Приханкайский район (При-морье)	Гранитоиды - дифференциаты грахиандезитовой или грахибазальтовой магмы				
	граносиениты; 1008/71	биотитовые граниты	грейзены		
			5002	5010	1009/71
из среднезернистых порфировидных гранитов					
54,11	53,65	51,57	52,68	50,20	55,65
40,43	42,49	41,13	37,62	41,46	40,50
3,25	3,96	2,7	2,20	1,90	2,40
0,67	0,43	1,0	0,81	0,79	
0,08	0,36	0,62	0,15	0,37	0,20
Не опр.	0,26	0,23	0,20	0,29	0,20
0,08	0,12	Не опр.	0,05	0,79	0,05
0,05	-	То же	0,11	3,14	0,55
Не опр.	Не опр.	"	Не опр.	0,55	Не опр.
0,27	0,05	0,09	0,05	Не опр.	То же
Не опр.	Не опр.	0,10	Не опр.	0,009	"
То же	То же	Не опр.	То же	Не опр.	-
"	-	0,26	Не опр.	-	-
"	-	Не опр.	То же	-	-
"	-	То же	"	-	-
"	-	"	"	-	-
"	-	"	"	-	-
"	Не опр.	"	"	0,69	-
"	То же	"	"	Не опр.	0,20
	100,27			100,18	
	1,70			0,98	
	0,10				
	98,47			99,20	

нем 34,1%, а в апатитах гранодиоритов и рудах месторождения Восток-2 - от 24,2 до 44,5, составляя в среднем 34,3 против 13,40% в среднем типе апатита, по Д.А. Минееву (1969). Сравнение апатита, магматических и постмагматических образований района месторождений Восток-2 и Лермонтовского показало, что последние отличаются меньшим количеством тяжелых редкоземельных элементов скандиевой подгруппы и более высоким $\frac{La}{Nd}$ отношением,

Таблица 6 (окончание)

Окислы	Гранитоиды - дифференциаты трахиандезитовой или трахибазальтовой магмы			
	район месторождения "Восток-2"			западная
	гранодиориты.	биотитовые грейзены 140/65	кварц-шеелитовые жилы	трахиты (5); 393/70
CoO	51,75	53,50	53,57	54,31
P ₂ O ₅	40,63	40,11	40,04	42,12
F	1,18	2,72	1,76	0,7
Cl	0,55	0,30	Не опр.	0,11
MnO	0,79	0,28	0,20	0,15
FeO ⁺	0,31	0,04	0,07	0,09
Fe ₂ O ₃	Не опр.	0,05	Не обн.	0,07
SiO ₂	То же	0,17	2,21	0,37
TiO ₂	"	Не опр.	0,18	Не опр.
Ce ₂ O ₃	0,09	0,05	Не опр.	0,16
SrO	0,17	Не опр.	То же	Не опр.
CO ₂	Не опр.	То же	1,58	То же
Y ₂ O ₃	0,21	-	Не опр.	0,13
TiO ₂	Не опр.	-	0,01	-
Al ₂ O ₃	То же	-	0,11	0,08
Ng ₂ O	"	-	0,05	-
K ₂ O	"	-	0,15	-
H ₂ O ⁺	"	Не опр.	0,29	Не опр.
H ₂ O ⁻	"	То же	0,18	То же
Сумма		97,22	100,40	99,46
Поправка на FCl		1,14	0,96	
Сумма		96,01	99,44	

которое для апатитов Лермонтовского месторождения в среднем составляет 1,13, а для апатитов месторождения Восток-2 - 0,77%. Отмеченное свидетельствует о более кислом составе магматического расплава и постмагматических растворов, из которых формировались интрузивные породы и сопровождающие их месторождения, относящиеся к скарново-грейзеновой формации по сравнению с магматическим расплавам скарновых месторождений других регионов.

Изучение распределения редкоземельных элементов, в частности церия, показало, что обычно он распределен равномерно (фиг. 5). Однако в некоторых участках наблюдаются микровключения церийсодержащих минералов.

Гранитоиды - дифференциаты трахиандезитовой или трахибазальтовой магмы						
часть Кавалеровского района						
монциты (5); 400/73	граносиениты (9); 1063/71	гранодиорит-порфиры			биотитовые граниты (5); 235в/73	
		(4) 373а/73	(4) 373б/73	(5) 373в/73		
53,86	53,53	54,49	54,03	53,95	54,00	
41,53	41,10	41,55	41,65	40,08	41,54	
0,16	0,20	1,17	1,18	1,16	1,36	
0,95	0,99	2,20	2,47	2,15	1,85	
0,15	0,16	0,04	0,11	0,04	0,10	
0,34	0,40	0,10	0,22	0,41	0,45	
0,12	0,11	0,08	0,07	0,06	0,18	
0,18	0,21	0,32	0,42	0,35	0,43	
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
0,15	0,18	0,295	0,33	0,30	0,21	
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
То же	То же	То же	То же	То же	То же	
0,01	0,02	0,07	0,11	0,06	0,06	
-	-	-	-	0,22	-	
0,09	0,07	0,07	0,07	0,07	0,14	
-	0,01	0,03	0,03	0,03	0,01	
-	-	-	0,01	-	-	
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
То же	То же	То же	То же	То же	То же	
99,79	98,90	100,415	100,70	98,68	100,33	

Результаты количественных и приближенных количественных спектральных анализов апатитов из граносиенитов, гранитов, грейзенов, шеелит-кварцевых жил Лермонтовского месторождения, а также магматических и постмагматических образований месторождения Восток-2 показали, что обычно в апатитах присутствует вольфрам (табл. 8). Содержание его увеличивается от 80-100 г в граносиенитах и гранитах Лермонтовского месторождения до 300-500 г/т в грейзенах и рудных жилах этого же месторождения. В магматических и постмагматических образованиях месторождения Восток-2 содержание вольфрама несколько увеличивается. По данным Ю.Г.Иванова (1974), содержание вольфрама в апатитах невольфрамоносных скарново-магнетитовых руд хр. Джугжур

Таблица 7

Содержание редкоземельных элементов в апатитах вольфрамоносных магматических и постмагматических образований некоторых рудных районов Приморья

Номер образца	Месторождение, порода, из которых отобран апатит	TR ₂ O ₃ , %	Редкоземельные элементы (в %)								
			La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₆ O ₁₁	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Tb ₂ O ₃ +Y ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	H ₂ O ₃
Лермонтовское											
1008/71	Биотитовые граносиениты	0,06	19,0	26,0	3,9	17,4	0,9	0,9	31,4	0,7	-
1009/71	Грейзены	0,02	18,2	20,5	3,1	11,3	2,6	2,6	38,0	3,0	-
1009а/71	То же	0,05	16,2	24,8	2,7	19,7	1,0	1,5	32,4	1,5	-
5002/71	Кварцево-apatит-шеелитовые руды	0,01	20	35	5	20	-	-	20	-	-
Восток-2											
2145/65	Биотитовые граниты	0,88	11,2	40,6	2,2	17,3	0,8	4,6	17,5	4,0	0,4
2364/65	Гранодиориты	1,36	13,0	32,7	5,06	18,4	6,9	9,0	5,3	1,84	1,2
140/65	Биотитовые грейзены	0,194	10,3	26,7	1,6	16,3	2,5	9,6	28,7	3,6	0,18
154/65	Кварцево-apatит-шеелитовые руды	0,18	9,6	30,0	5,3	15,6	4,7	5,6	19,6	5,8	-
60/65	То же Средний апатит (Минеев, 1969)	0,108	14,5	25,4	1,6	17,35	3,22	2,9	33,15	1,29	-

Таблица 7 (окончание)

Номер образца	Месторождение, порода, из которых отобран апатит	Редкоземельные элементы (в %)							Подгруппы лантаноидов, (в %) от общей суммы		
		Er ₂ O ₃	Tu ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	Lu ₂ O ₃	La/Nd	Ce/Nd	Pr/Nd	лантановая Σ La La+Ce+ +Pr+Nd	иттриевая Σ Y Sm+Eu+ +Gd+Tb+ +Du+Ho	скандиевая Σ Sc Er+ Tu+ +Yb+Lu
Лермонтовское											
1008/71	Биотитовые граносиениты	-	-	-	-	1,09	1,49	0,22	66,3	33,9	-
1009/71	Грейзены	0,4	-	-	-	1,61	1,81	0,27	53,1	46,2	0,4
1009а/71	То же	-	-	-	-	0,84	1,28	0,14	63,1	36,4	-
5002/71	Кварцево-apatит-шеелитовые руды	-	-	-	-	1,0	1,75	0,25	80,0	20,0	-
Восток-2											
2145/65	Биотитовые граниты	0,9	-	0,3	-	0,65	2,35	0,13	71,3	27,3	1,2
2364/65	Гранодиориты	5,06	0,3	0,5	-	0,71	1,83	0,28	70,16	24,24	5,86
140/65	Биотитовые грейзены	0,86	-	-	-	0,63	1,64	0,09	54,9	44,58	0,36
154/65	Кварцево-apatит-шеелитовые руды	2,8	-	15,6	-	0,62	1,92	0,34	60,5	35,2	4,36
60/65	То же Средний апатит (Минеев, 1969)	0,64	-	-	-	0,82	1,46	0,09	58,5	40,56	0,64
						0,95	1,97	0,29	84,70	13,40	1,90

Таблица 8

Результаты приближенных количественных спектральных анализов апатитов Восток-2 и Лермонтовское (в г/т)

Месторождение и порода, из которой отобран апатит	Be	Sr	Y	Ce + La	W	Mo
Лермонтовское						
Граносиениты	4	300	200	200	100	3
Биотитовые граниты	4	400	200	200	80	4
Грейзены	3	300	200	200	200-300	5
Шеелит-апатит-кварцевые жилы	-	300	100	100	400-500	5
Восток-2						
Граносиениты Татибинского массива	3	500	1000	1000-300	100	5
Гранодиориты месторождения Восток-2	3	500	3000	1000-300	200	5
Грейзены	4	300	500	500-1000	300-500	5
Шеелит-апатит-кварцевые жилы	3	300	500	100-500	500-700	5
Примечание.	Ba, Li, Zr, Ta, Nb, Tl, Ga, Ge, Zn, In, Cd, Sb, V, Cr, Ni, Co не обнаружены.					

составляет 3,2 г/т, а в апатитах рудников Расвумчорр и Центральный (Хибинь) - 0,8 - 0,4 г/т.

Наряду с вольфрамом и редкоземельными элементами ведущим элементом-примесью рассматриваемых апатитов является стронций (табл. 8). Кроме того, в них в небольшом количестве присутствуют Mo, Sn, Pb, Cu. Интересно, что Sn установлен только в апатитах Лермонтовского месторождения, а Bi и Ag установлены только в апатитах месторождения Восток-2.

Изучение характера распределения вольфрама в апатитах магматических и постмагматических образований месторождений Восток-2 и Лермонтовское показало, что в ряде кристаллов вольфрам распределен равномерно (фиг. 6). Это позволяет предполагать изоморфное вхождение вольфрама в апатит с замещением фосфора. Однако главным концентратом вольфрама в изученных апатитах являются присутствующие в них микровключения шеелита и вольфрамита. На кривых интенсивностей линий характеристического рентгеновского излучения вольфрама и кальция хорошо видно, что при пересечении зондом присутствующего в апатите микровключения шеелита одновременно с резким увеличением содержания вольфрама понижается содержание кальция (фиг. 7). При пересечении присутствующего в апатите вольфрамоносных гранитов микровключения вольфрамита одновременно с резким увеличением содержания вольфрама резко понижается содержание кальция и повышается - марганца и железа.

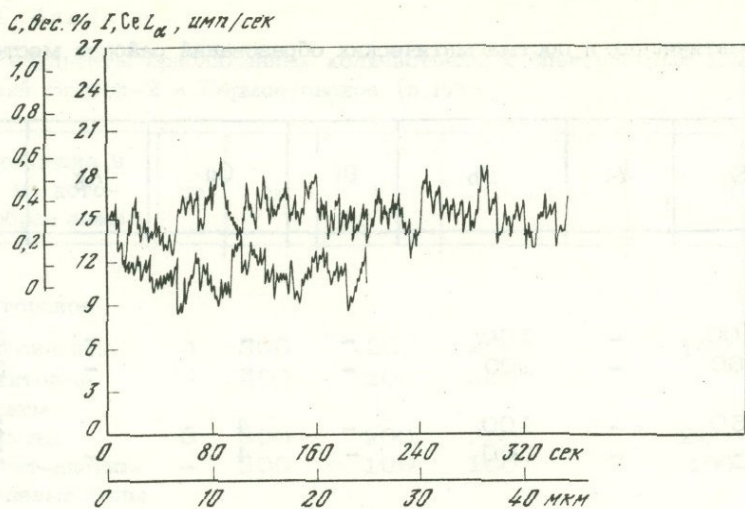
В апатитах грейзенов Лермонтовского месторождения обнаружены микровключения шеелита в вольфрамите, образующих взаимопрорастания. Таким образом, полученные нами новые данные свидетельствуют о том, что апатиты являются чувствительными индикаторами повышенного содержания вольфрама в гранитном расплаве.

тов из магматических и постмагматических образований районов месторожде-

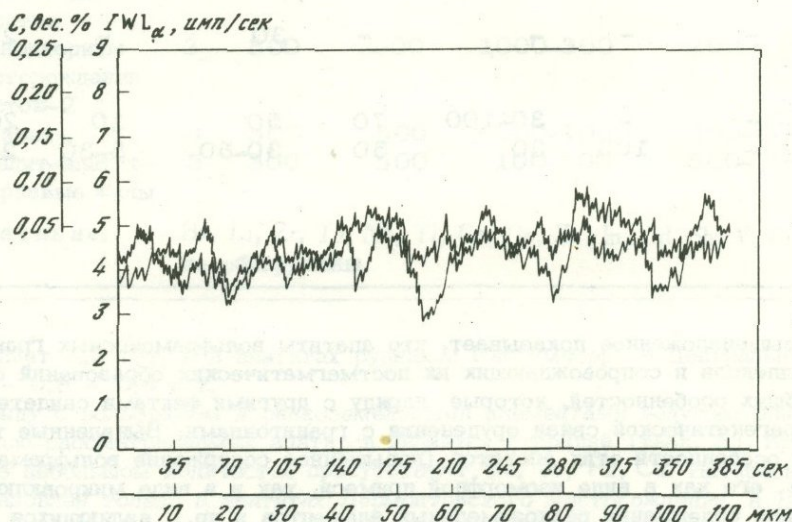
Sn	Sc	As	Pb	Bi	Cu	Ag	Mn
3	100	-	100	-	-	-	3000
4	100	-	100	-	-	-	3000
4	50	-	100	-	4	-	2500
-	-	-	300	-	4	-	2000
-	-	-	-	-	30	-	3000
-	-	-	-	-	30	-	2500
-	-	-	30-100	70	50	10	2000
-	-	100	30	50	30-50	5-30	2000

Все вышеизложенное показывает, что апатиты вольфрамоносных гранитоидных комплексов и сопровождающих их постмагматических образований обладают рядом общих особенностей, которые наряду с другими фактами свидетельствуют о парагенетической связи оруденения с гранитоидами. Выявленные типоморфные особенности этих апатитов (повышенное содержание вольфрама, присутствие его как в виде изоморфной примеси, так и в виде микровключений, повышенное содержание редкоземельных элементов и др.), являющихся ведущими минералами рудоносных гранитоидов, и сопровождающую их шеелитовую минерализацию можно использовать как поисковые критерии при выявлении участков развития вольфрамового оруденения. С этих позиций весьма интересными представляются данные об особенностях апатитов магматических пород Березовской вулканоплутонической ассоциации (западная часть Кавалеровского района Приморья). Как мы уже отмечали, породы этой ассоциации представлены верхнемеловыми трахитами - трахиандезитами и комагматичными им монцититами, сиенитами, граносиенитами и другими разновидностями. Для всех рассматриваемых пород характерно повышенное содержание вольфрама, в 2-3 раза превышающее среднее содержание вольфрама в кислых породах, по А.П.Виноградову (1962). Ведущим аксессуарным минералом всех пород Березовской вулканоплутонической ассоциации является апатит, содержание которого колеблется от 170 г/т в трахитах до 550 г/т в граносиенитах. Как показали результаты химических анализов¹ и определения показателей преломления (см.

¹ Общее валовое содержание фтора и хлора в рассматриваемых апатитах невелико, что позволяет предполагать значительное содержание в апатите гидроксила, который не определялся.



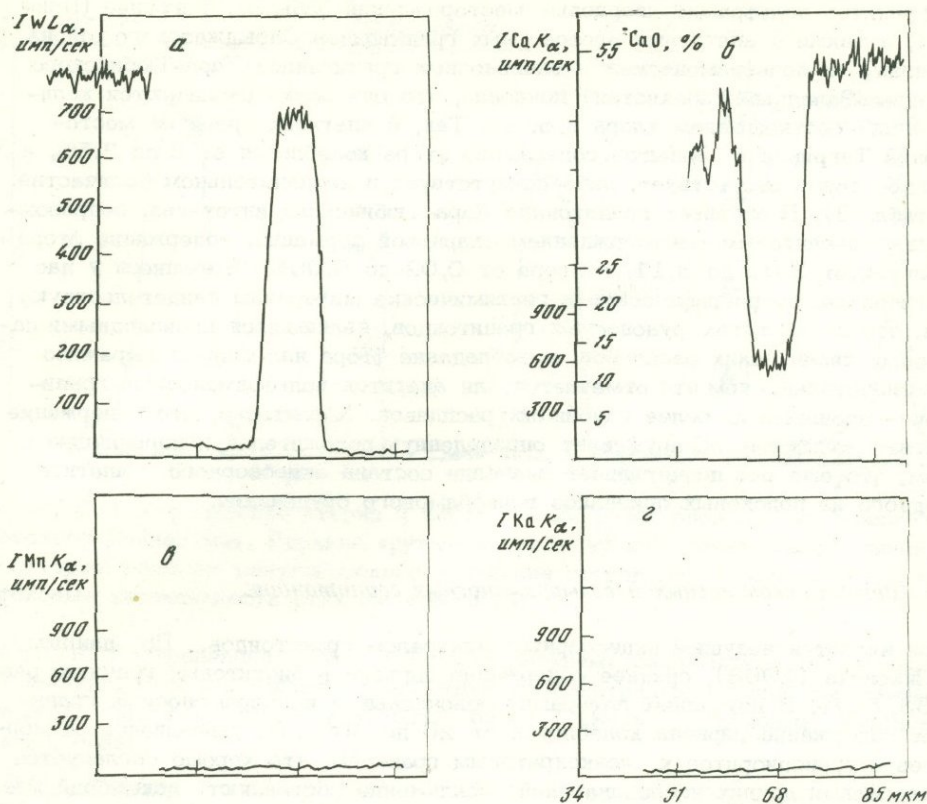
Фиг. 5. Равномерное распределение церия в кристалле апатита. Верхние кривые — интенсивности спектральных линий характерного излучения церия; нижние — фоновые интенсивности церия



Фиг. 6. Распределение вольфрама в апатите (обр. 140/65). Верхние кривые — интенсивности спектральных линий характеристического рентгеновского излучения вольфрама; нижние — фоновые интенсивности этого элемента

табл. 6), этот апатит относится к хлор-гидроксил-апатиту, характерному акцессорному минералу глубинных пород. Содержание хлора в апатитах монцитов и граносиенитов Березовской вулкано-плутонической ассоциации колеблется в пределах 0,93–0,95%, а фтора — 0,16–0,30%.

Как известно, чистый хлор-апатит в природе не встречен, но апатит со значительным содержанием хлора (до 3%) отмечался рядом исследователей (Васильева, 1968; Дир и др., 1966 и др.) в основных магматических породах и связанных с ними постмагматических образованиях. По экспериментальным и расчетным данным (Валяшко и др., 1968), с повышением температуры поля устойчивости хлор-апатита и гидроксил-апатита расширяются, а поле фтор-апатита сокращается. Таким образом, значительное содержание хлора в апатитах из магматических пород западной части Кавалеровского района является показателем того, что кристаллизация этих пород происходила при высоких температурах. Кроме того, повышенное содержание хлора в апатитах рассмагри-



Фиг. 7. Разрез микровключения шеелита в апатите и распределение вольфрама (а), кальция (б), марганца (в) и железа (г). Верхние кривые — интенсивности спектральных линий характеристического рентгеновского излучения в кристалле апатита, нижние — фоновые интенсивности этих же элементов

ваемых гранитоидов подтверждает сделанные нами ранее выводы о связи этих пород с трахиандезитовой магмой (Руб и др., 1974).

Характерной особенностью акцессорного апатита верхнемеловых и палеогеновых магматических пород западной части Кавалеровского района, так же как и акцессорных магнетитов этих пород, является повышенное количество ванадия.

В апатитах различных пород Березовской вулcano-плутонической ассоциации отмечаются повышенные содержания вольфрама от 30 до 200 г/т и редкоземельных элементов с преобладанием элементов лантановой подгруппы. Таким образом, по типоморфным особенностям апатит интрузивных пород Березовской вулcano-плутонической ассоциации близок апатитам вольфрамоносных интрузивных пород месторождений Восток-2 и Лермонтовского. В интрузивных породах Березовской вулcano-плутонической ассоциации, так же как и в вольфрамоносных интрузивных породах упомянутых месторождений, постоянно присутствует акцессорный шеелит, содержание которого увеличивается в наиболее поздних дифференциатах — граносиенитах.

Все вышеизложенное позволяет нам выделить район развития пород Березовской вулcano-плутонической ассоциации, особенно наиболее кислых дифференциатов — граносиенитов как перспективный для поисков шеелитовых месторождений. Кроме того, типоморфные особенности апатитов даек палеогеновых гранодиорит-порфиров, развитых в пределах Арсеньевского оловорудного месторождения, не исключают возможность обнаружения шеелитовой минерализации и в связи с ними.

Сравнение химического состава апатитов интрузивных пород районов месторождений Восток-2, Лермонтовского и Арсеньевского (Приморье) с апати-

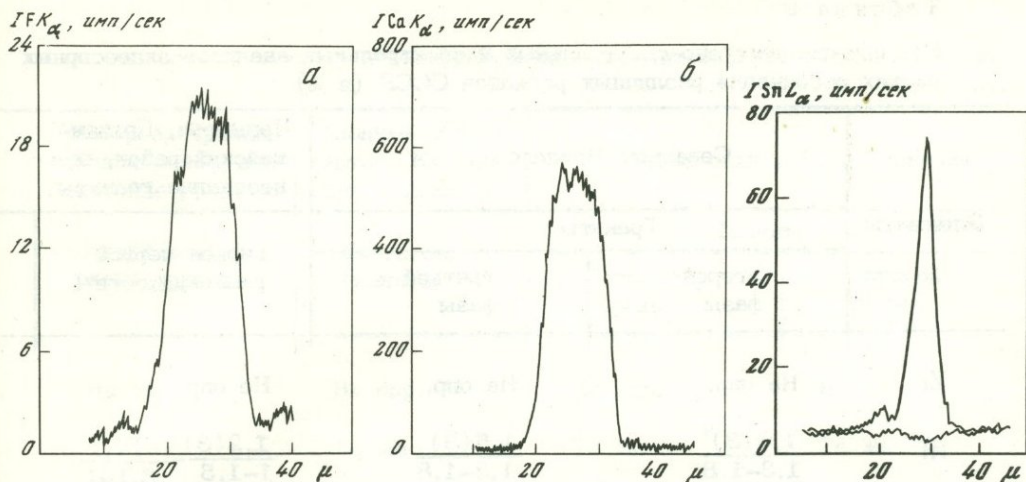
тами гранитов вольфрамит-кварцевых месторождений Забытое, Тигриное (Приморье), а также с апатитами оловоносных гранитоидов Сарыджазского района (Киргизия) и вольфрамоносных и оловоносных гранитоидов Кара-Тюбинского интрузива (Западный Узбекистан) показало, что они резко различаются количественным соотношением хлора и фтора. Так, в апатитах гранитов месторождений Тигриное и Забытое содержание фтора колеблется от 3 до 3,5%, а хлор либо вовсе отсутствует, либо присутствует в незначительном количестве (см. табл. 6). В апатитах гранитоидов Кара-Тюбинского интрузива, сопровождающихся шеелитовым месторождением скарновой формации, содержание фтора колеблется от 3,01 до 3,11, а хлора от 0,02 до 0,06%. Имеющиеся у нас геологические, петрографические и геохимические материалы свидетельствуют о том, что в апатитах рудоносных гранитоидов, являющихся производными палингенных сиалитических расплавов, преобладание фтора над хлором выражено более значительно, чем это отмечается для апатитов вольфрамоносных гранитоидов — производных более глубоких расплавов. Характерно, что содержание в апатите вольфрама обнаруживает определенную положительную корреляцию с фтором, что еще раз подчеркивает значение состава акцессорного апатита как одного из поисковых признаков вольфрамового оруденения.

Цирконы оловоносных и вольфрамоносных гранитоидов

Циркон является ведущим акцессорным минералом гранитоидов. По данным В.В. Ляховича (1968), среднее содержание циркона в биотитовых гранитах равно 133,7 г/т. В изученных авторами оловоносных и вольфрамоносных гранитоидах содержание циркона колеблется от 20 до 300 г/т, уменьшаясь от монзонитов и гранодиоритов к лейкократовым гранитам, что хорошо согласуется с материалами других исследователей. Исключение составляют докембрийские оловоносные граниты Северного Приладожья, обладающие большим количеством циркона. Содержание циркона в этих гранитах колеблется от 440 г/т в гранитах первой фазы до 170–180 г/т в лейкократовых гранитах третьей фазы.

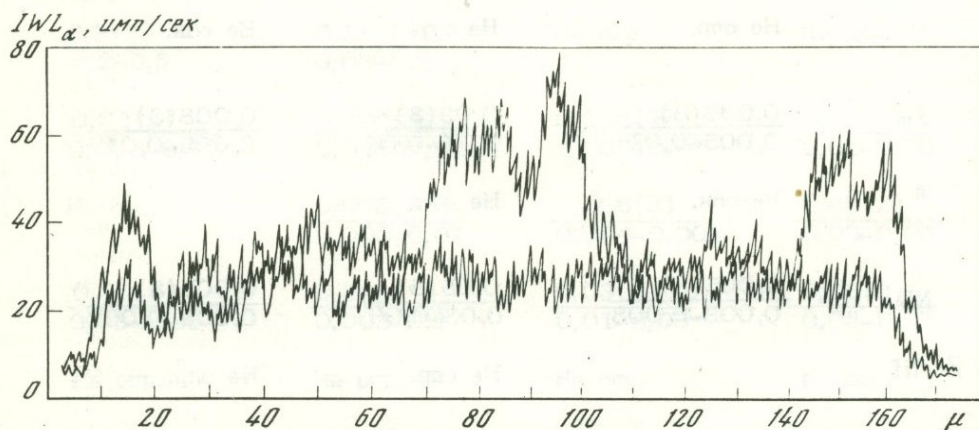
В оловоносных и вольфрамоносных гранитоидах Приморья Хабаровского края, Северо-Востока СССР, Киргизии, Западного Узбекистана, Северного Приладожья наблюдаются две разновидности циркона. Первая представлена удлиненными призматическими кристаллами с пирамидальными окончаниями. Удлинение — 5:1, 3:1, реже 2:1. Размер кристаллов колеблется от 0,03 до 0,3–0,4 мм. Циркон первой разновидности обычно прозрачный, окрашен в светлорозовые или желтоватые тона, иногда встречаются бесцветные разновидности. В некоторых регионах (Северо-Восток, Приморье) в цирконах наблюдаются газо-жидкие включения. Циркон второй разновидности образует призматические кристаллы иногда с пирамидальными окончаниями размером от 0,02 до 0,2 мм. Удлинение — 1:1, реже 2:1. В отличие от циркона первой разновидности, он обычно бурый, непрозрачный или полупрозрачный.

Проведенное в прозрачных шлифах изучение взаимоотношений циркона с породообразующими и другими акцессорными минералами позволило выделить в рассматриваемых рудоносных интрузивных и вулканоплутонических комплексах две генерации циркона. Циркон первой генерации образует мелкие удлиненно-призматические кристаллы, включенные в плагиоклазы. В эффузивных породах встречается в виде идиоморфных кристаллов (размером до 0,4–0,5 мм в длину), погруженных в основную массу. Этот циркон относится к первой разновидности. Главная масса циркона во всех породах относится ко второй генерации. Циркон второй генерации образует как удлиненные призматические кристаллы с пирамидальными окончаниями, прозрачные, бесцветные или светлоокрашенные (первая разновидность), так и короткопризматические кристаллы бурой окраски. Циркон второй генерации тесно ассоциирует с биотитом и другими акцессорными минералами — магнетитом, апатитом, монашитом. Этот циркон начал кристаллизоваться раньше биотита или одновременно с ним. В биотите вокруг кристаллов циркона обычно наблюдаются плеохроичные ореолы.



Фиг. 8. Распределение иттрия и фосфора в цирконах оловоносных гранитов Северного Приладожья. Верхние кривые — интенсивности спектральных линий характеристического рентгеновского излучения иттрия (а) и фосфора (б); нижние — фоновые интенсивности этих же элементов

Фиг. 9. Распределение олова в цирконе верхнемеловых оловоносных гранитов Мяо-Чана. Верхние кривые — интенсивности спектральных линий характеристического рентгеновского излучения олова, нижние — фоновые интенсивности олова.



Фиг. 10. Распределение вольфрама в цирконе нижнемеловых вольфрамоносных гранитов Приморья. Верхние кривые — интенсивности спектральных линий характеристического рентгеновского излучения вольфрама, нижние — фоновые интенсивности этого элемента

В цирконе второй генерации часто наблюдаются газово-жидкие включения и включения других минералов — раннего циркона, апатита и др. В ряде случаев встречаются зональные кристаллы.

Результаты спектральных и рентгеноспектральных анализов цирконов (табл. 9) показали, что цирконы оловоносных гранитов содержат повышенное количество олова, которое увеличивается в цирконах гранитов заключительных фаз и субфаз, достигая содержания 300–500 г/т. Содержание вольфрама в цирконах вольфрамоносных гранитов достигает 300 г/т. Цирконы рудоносных гранитов характеризуются также повышенными содержаниями иттрия, урана и тория, концентрация которых также повышается в цирконах гранитоидов заключительных фаз и субфаз.

Таблица 9

Результаты рентгено-спектральных и спектральных анализов акцессорных чешуек ассоциаций различных регионов СССР (в %)

Элементы	Северное Приладожье		Приморье, Прихан- кайский район, воз- несенские граниты
	Граниты		
	второй фазы	третьей фазы	
Zr	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Hf	$\frac{1,5(3)^*}{1,3-1,8}$	$\frac{1,5(3)}{1,3-1,8}$	$\frac{1,2(3)}{1-1,5}$
Y	$\frac{1,2(3)^*}{1-1,5}$	$\frac{1,5(3)}{1,3-1,8}$	$\frac{0,2(3)}{0,1-0,3}$
Ce+La	$\frac{0,2(3)}{0,1-0,4}$	$\frac{0,3(3)}{0,2-0,5}$	$\frac{0,4(3)}{0,4-0,6}$
Th	$\frac{0,3(3)}{0,1-0,5}$	$\frac{0,5(3)}{0,3-0,7}$	$\frac{0,05(3)}{0,03-0,6}$
U	Не опр.	Не опр.	Не обн.
Sn	$\frac{0,008(3)}{0,005-0,01}$	$\frac{0,03(3)}{0,01-0,05}$	$\frac{0,008(3)}{0,005-0,01}$
W	Не обн.	Не обн.	
Nb	$\frac{0,005(3)}{0,003-0,008}$	$\frac{0,05(3)}{0,03-0,06}$	$\frac{0,005(3)}{0,003-0,008}$
Zr/Hf		Не опр.	Не опр.

*В числителе - среднее содержание, в знаменателе - пределы колебаний, в скобках - количество анализов.

Приведенные материалы свидетельствуют, что закономерное изменение содержания олова, вольфрама и ряда других элементов в цирконах гранитоидов последовательных фаз отражает общий процесс накопления этих элементов в остаточном расплаве. Кроме того, циркон является концентратором рудных компонентов и одним из индикаторов металлогенической специализации гранитоидов.

Нами совместно с Т.И. Лосевой на электроннозондовом микроанализаторе системы "Самеса" было проведено изучение формы вхождения ряда рудных элементов и летучих компонентов в цирконы рудоносных гранитоидов.

Установлено, что в цирконах докембрийских оловоносных гранитов Северного Приладожья, содержащих от 0,005 до 0,05 Sn (Руб и др., 1974), присутствуют микровключения оловосодержащих минералов, вероятно, касситерита. Как

цирконов из оловоносных и вольфрамоносных гранитоидов и вулканоплутони-

Приморье, Прихан- кайский район, воз- несенские граниты	Западный Узбе- кистан, Кармаб- ский массив	Сарыджазский район, Киргизия	
		Граниты	
		циркон второй разновидности	биотитовые граниты
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
$\frac{1,2(3)}{1-1,5}$	То же	То же	То же
$\frac{0,5(3)}{0,3-0,7}$	$\frac{0,5(3)}{0,3-0,8}$	$\frac{0,5(3)}{0,3-0,8}$	$\frac{1,2(2)}{0,8-1,5}$
$\frac{0,7(3)}{0,5-0,8}$	$\frac{0,5(3)}{0,3-0,7}$	$\frac{0,7(2)}{0,5-0,9}$	$\frac{0,8(2)}{0,4-1}$
$\frac{0,5(3)}{0,4-0,6}$	$\frac{0,3(3)}{0,1-0,5}$	Не обн.	$\frac{0,5(2)}{0,3-0,7}$
$\frac{0,3(3)}{0,2-0,5}$	$\frac{0,1(3)}{0,08-0,2}$	Не опр.	Не опр.
$\frac{0,02(2)}{0,008-0,003}$	$\frac{0,008(3)}{0,003-0,01}$	$\frac{0,008(2)}{0,005-0,01}$	$\frac{0,03(2)}{0,01-0,05}$
Не обн.	$\frac{0,008(3)}{0,003-0,01}$	$\frac{0,006(2)}{0,004-0,008}$	$\frac{0,03(2)}{0,03-0,05}$
$\frac{0,05(3)}{0,03-0,06}$	$\frac{0,2(3)}{0,003-0,5}$	$\frac{0,03(2)}{0,01-0,05}$	$\frac{0,05(2)}{0,03-0,07}$
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.

видно из табл. 9, эти цирконы оловоносных гранитов Северного Приладожья характеризуются и относительно повышенным количеством редкоземельных элементов, особенно иттрия, содержание которого в цирконах гранитов III фазы достигает 1,8% и обусловлено присутствием микровключений ксенотима. В качестве примера можно привести циркон из гранитов III фазы. На кривых интенсивностей линий характеристического рентгеновского излучения иттрия и фосфора (фиг. 8, а, б) хорошо видно, что при пересечении присутствующих в цирконе микровключений ксенотима одновременно с увеличением содержания фосфора резко увеличивается концентрация иттрия.

В тех участках, где магма была богата не только оловом, редкоземельными элементами, но и фтором, в цирконах гранитов второй и особенно третьей фазы присутствуют микровключения паризита и флюорита.

Таблица 9 (окончание)

Элементы	Приморье, Вос- ток-2, Централь- ный массив	Мяо-Чанский район (Хабаровский край)	
	гранодиориты	диорит- монциты	чалбинские граниты
Zr	Не опр.	50,8	51,6
Hf	То же	1,4	1,5
Y	$\frac{0,2(2)}{0,1-0,3}$	$\frac{0,3(2)}{0,2-0,5}$	$\frac{0,5(2)}{0,3-0,8}$
Ce+La	$\frac{0,5(2)}{0,4-0,6}$	$\frac{0,3(2)}{0,2-0,5}$	$\frac{0,3(2)}{0,2-0,5}$
Th	Не опр.	$\frac{0,3(2)}{0,2-0,4}$	$\frac{0,05(2)}{0,3-0,7}$
U		$\frac{0,1(2)}{0,08-0,2}$	$\frac{0,3(2)}{0,1-0,4}$
Sn	0,001(2)	$\frac{0,03(2)}{0,02-0,05}$	$\frac{0,03(2)}{0,02-0,5}$
W	$\frac{0,03(2)}{0,01-0,05}$	Не опр.	Не опр.
Nb	Не обн.	0,001(2)	0,002(2)
Zr/Hf	Не опр.	36,1	34,4

В качестве второго примера приведем цирконы второй разновидности из верхнемеловых оловоносных гранитов Мяо-Чанского района. Эти цирконы, как видно из табл. 9, также характеризуются повышенным содержанием олова, количество которого увеличивается в турмалинсодержащих гранитах заключительной субфазы (Руб, 1970).

Изучение характера распределения олова в цирконах второй разновидности из турмалинсодержащих гранитов показало, что в них присутствуют микровключения касситерита (фиг. 9).

Цирконы вольфрамоносных гранитоидов, сопровождающихся шеелитовыми месторождениями скарново-грейзеновой формации, обладают повышенным содержанием вольфрама — до 0,05% (см. табл. 9). Таким образом, эти цирконы, так же как и апатиты, являются концентраторами вольфрама и наряду с другими признаками могут использоваться как индикаторы рудоносности гранитоидов.

Изучение характера распределения вольфрама в цирконе из гранодиоритов района месторождения Восток-2, с которыми парагенетически связана шеелитовая минерализация скарново-грейзеновой формации, показало, что вольфрам в

Мяо-Чанский район (Хабаров- ский край)	Балыгчычано-Сугойский район (Северо-Восток)			
	турмалинсодер- жащие граниты	липариты	невадиты	биотитовые граниты
	52,4	48,3	48,3	$\frac{47,5(4)}{46-48,5}$
	1,7	1	1,2	$\frac{1,1(5)}{1-1,4}$
	$\frac{1,0(2)}{0,8-1,2}$	$\frac{0,5(2)}{0,3-0,8}$	$\frac{0,5(2)}{0,3-0,8}$	$\frac{1,8(5)}{1,5-2}$
	$\frac{0,5(2)}{0,4-0,8}$	$\frac{0,3(2)}{0,2-0,5}$	$\frac{0,5(2)}{0,4-0,8}$	$\frac{0,8(5)}{0,5-1,2}$
	$\frac{1,5(2)}{1,3-2}$	$\frac{0,05(2)}{0,03-0,08}$	$\frac{0,5(2)}{0,3-0,6}$	$\frac{1,1(5)}{0,6-1,5}$
	$\frac{0,4(2)}{0,3-0,5}$	$\frac{0,1(2)}{0,08-0,3}$	$\frac{0,3(2)}{0,1-0,5}$	$\frac{1,0(5)}{0,8-1,5}$
	$\frac{0,05}{0,06-0,1}$	$\frac{0,008(1)}{0,006-0,01}$	$\frac{0,008(1)}{0,006-0,01}$	$\frac{0,03(5)}{0,008-0,05}$
	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
	0,005(2)	0,002(2)	0,002(2)	$\frac{0,05(5)}{0,03-0,07}$
	30,0	48,3	40,0	43,5

них присутствует главным образом в виде микровключения вольфрамосодержащих минералов (фиг. 10) и в меньшей степени — в виде изоморфной примеси (см. фиг. 6).

Приведенные примеры, которые можно было бы умножить, свидетельствуют о том, что аксессуарные цирконы оловоносных гранитоидов различных регионов СССР содержат повышенное количество олова, а вольфрамоносные — вольфрама, присутствующих обычно в виде микровключений олово- и вольфрамосодержащих минералов.

Не останавливаясь из-за ограниченного объема статьи на характеристике других аксессуарных минералов, также являющихся индикаторами рудоносности гранитоидных комплексов, отметим только, что в аксессуарных магнетитах оловоносных гранитоидов нами обнаружены микровключения оловосодержащих минералов.

В рудилах оловоносных и танталосных гранитов олово и тантал присутствуют как в виде изоморфной примеси, замещающей титан, так и в виде микровключений танталсодержащих (фергюсонит) и оловосодержащих (касситерит) минералов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Сравнительное исследование ряда характерных акцессорных минералов оловоносных и вольфрамоносных гранитоидов показало, что изучение особенностей их состава дает существенный объем информации, которая в совокупности с геолого-петрографическими данными позволяет судить о генезисе, условиях формирования и рудоносности гранитоидов.

2. Акцессорные магнетиты разновозрастных оловоносных и вольфрамоносных гранитоидов, развитых в различных регионах СССР, разделяются на две генетические группы. Магнетиты первой группы, обогащенные Cr (0,09–0,45%), Ni (0,01–0,07%), V (1,11–3,07), Mg и Al, присутствуют в кислых породах – дифференциатах трахиандезитовых и трахибазальтовых магм, генерация которых происходит в глубоких горизонтах земли. Магнетиты второй группы, характеризующиеся более низкими содержаниями Cr (0,04–0,06), Ni (до 0,001%), V (до 0,3), Mg и Al, наблюдаются в сиалических палингенных гранитоидах, формирование которых происходит за счет расплавов, возникающих в более высоких горизонтах земной коры.

3. Наиболее интересными акцессорными минералами, свидетельствующими о связи гранитоидов с глубинными расплавами, являются хромшпинелиды. По сравнению с хромшпинелидами ультраосновных пород изученные хромшпинелиды гранитоидов отличаются повышенным количеством железа и соответственно пониженным – хрома, магния и алюминия. Это позволяет рассматривать хромшпинелиды подобного состава как типоморфные акцессорные минералы гранитоидов – дифференциатов трахиандезитовой или трахибазальтовой магмы.

4. Акцессорные ильмениты менее чутко реагируют на генетические особенности несущих их гранитоидов. Однако появление в породах большого количества ильменита свидетельствует об обогащенности магматического расплава титаном и щелочами. Кроме того, акцессорные ильмениты гранитоидов – дифференциатов трахиандезитовой магмы – характеризуются повышенным количеством магния, хрома и ванадия.

5. Детальное изучение состава ряда акцессорных минералов дает дополнительные данные о направленности изменения кислотности – щелочности магматических расплавов и постмагматических растворов. Наиболее рельефно изменение указанных условий отражается вариациями относительных содержаний иттриевой и лантановой подгрупп в акцессорных флюоритах и апатитах.

6. Акцессорные минералы обнаруживают закономерное изменение состава и содержаний в вертикальном разрезе интрузивов.

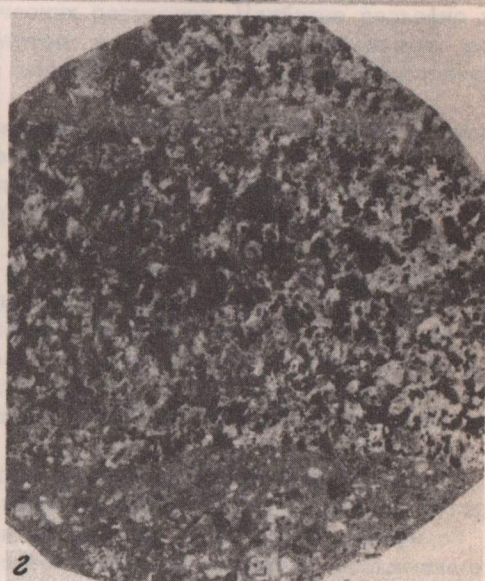
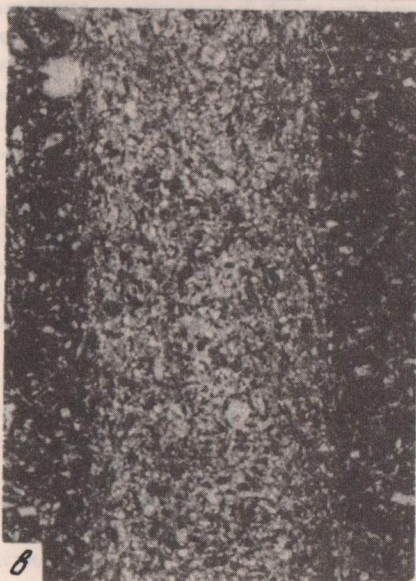
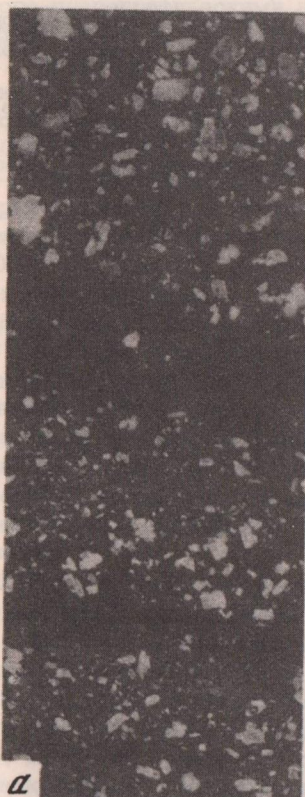
Изучение изменения состава и количественного содержания акцессорных минералов в гранитных массивах на глубину более 1 км показало, что с глубиной резко уменьшается количество акцессорных минералов, содержащих летучие компоненты, – топаза, флюорита, турмалина, а также таких акцессорных минералов, как касситерит, тантал-ниобиты, сульфиды. В то же время с глубиной резко увеличивается содержание циркона, апатита, монацита и других. Таким образом, по составу, количественному содержанию и типоморфным особенностям акцессорных минералов можно наряду с другими фактами судить об относительной глубине эрозионного среза гранитных массивов.

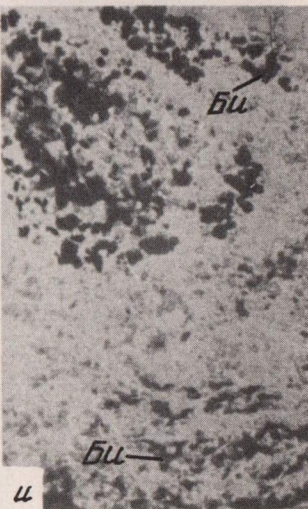
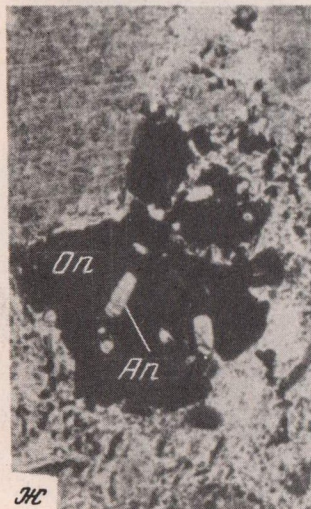
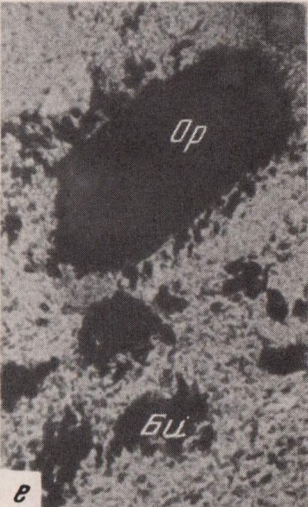
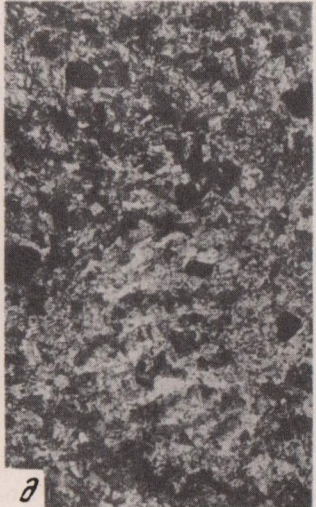
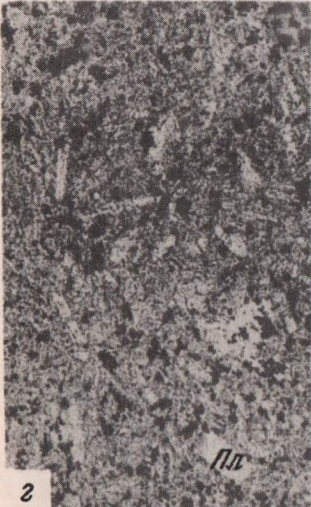
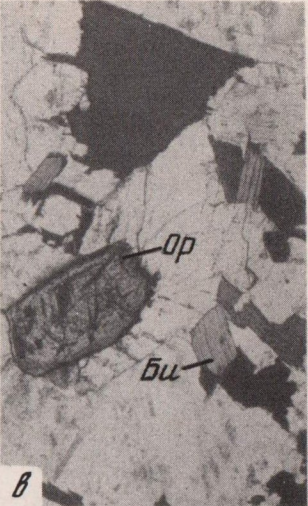
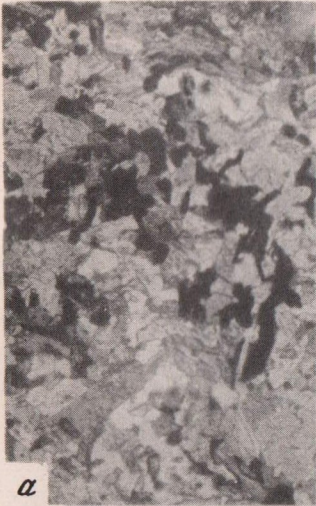
7. Полученные новые материалы подтверждают и развивают сделанные нами ранее выводы о том, что акцессорные минералы являются концентраторами рудных элементов и летучих компонентов. Состав акцессорных минералов и содержание в них тех или иных элементов-примесей отражают геохимические особенности кристаллизующейся гранитной магмы. Так, в оловоносных гранитах присутствует обычно акцессорный касситерит. Кроме того, в акцессорных цирконе и рутилах этих гранитов отмечается повышенное количество олова, которое присутствует как в виде микровключения оловосодержащих минералов, так и в виде изоморфной примеси.

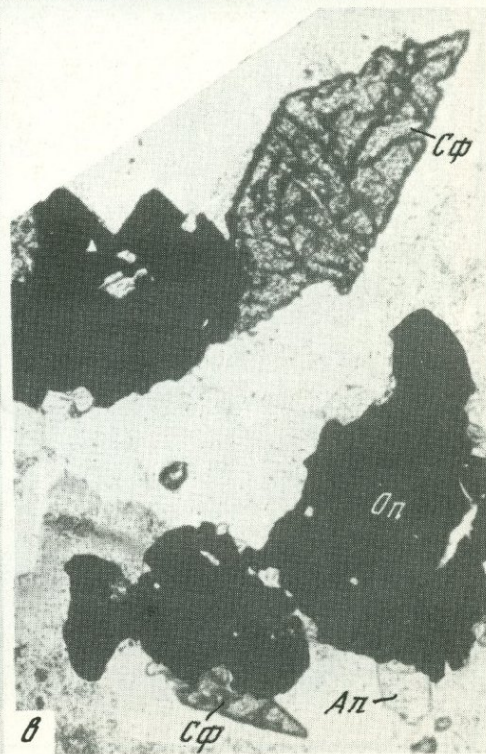
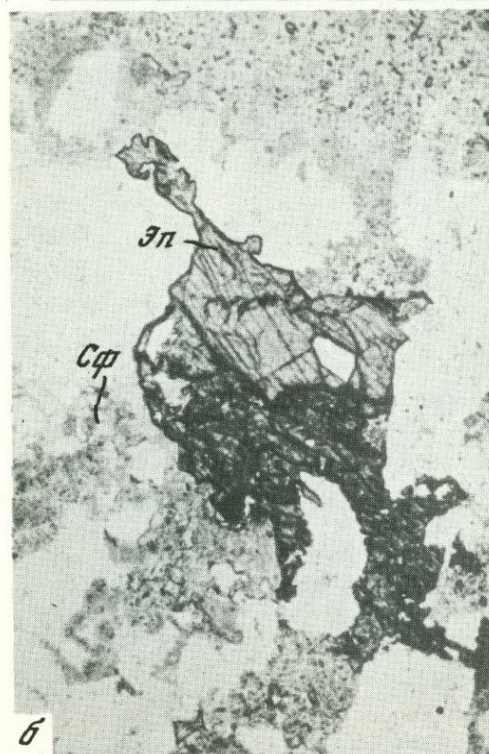
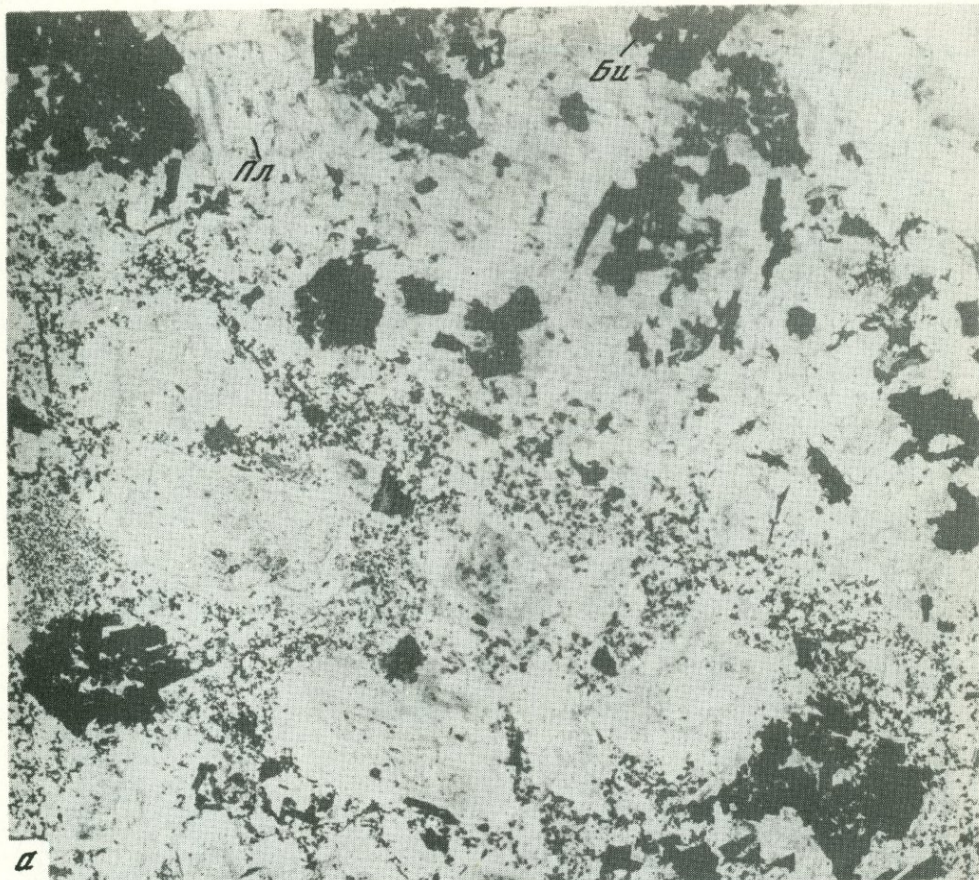
В породах вольфрамоносных магматических комплексов, сопровождающихся шеелитовой минерализацией скарново-грейзеновой формации, обычно присутствуют акцессорный шеелит, а также циркон и апатит, характеризующиеся повышенными количествами вольфрама. Вольфрам в акцессорном апатите присутствует как в виде изоморфной примеси, так и в виде микровключений шеелита и вольфрамита.

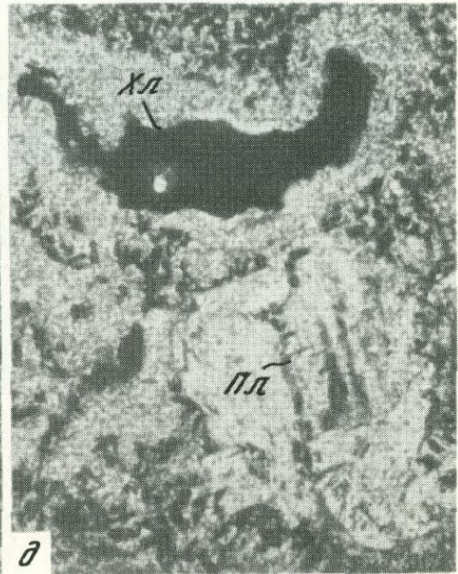
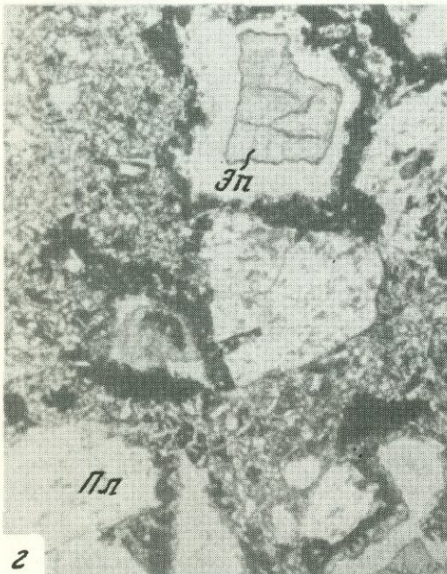
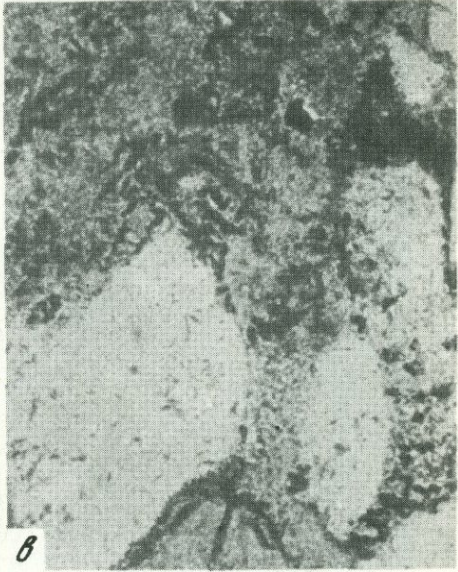
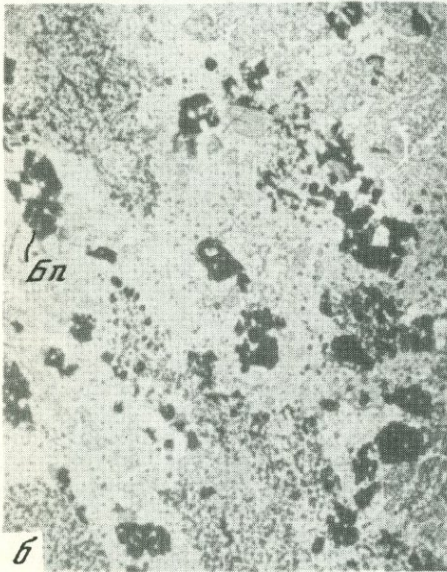
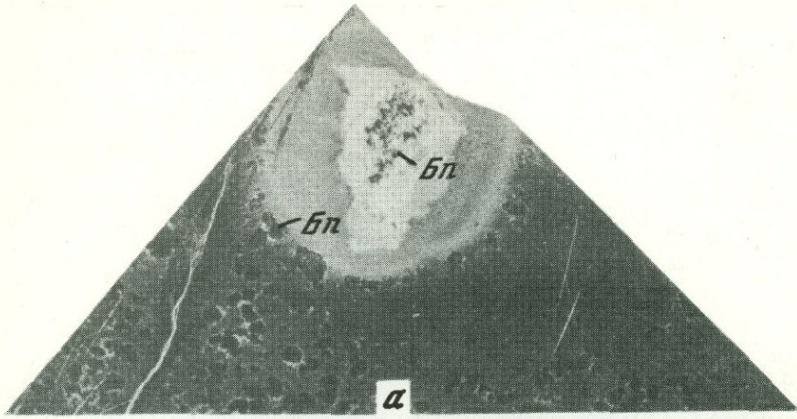
В рудоносных магматических комплексах обычно присутствуют акцессорные минералы, содержащие летучие компоненты — флюорит, топаз, апатит, паризит и др.

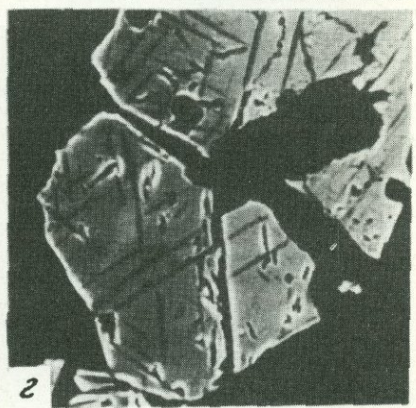
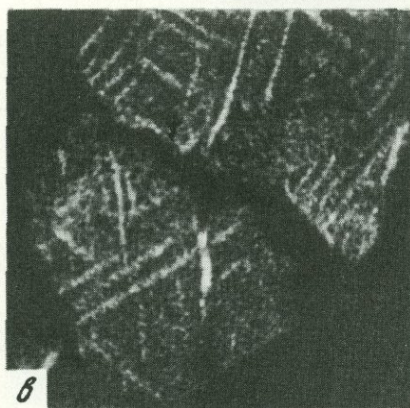
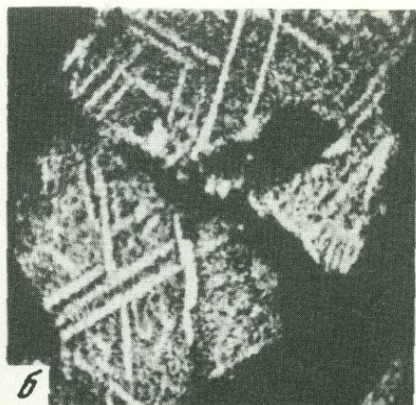
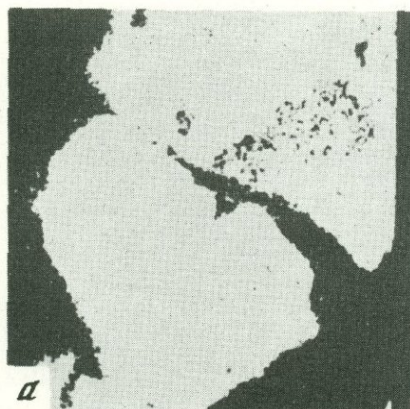
Выявленные типоморфные особенности акцессорных минералов (цирконов, апатитов и др.) оловоносных и вольфрамоносных комплексов можно наряду с другими признаками использовать при постановке поисковых работ на олово и вольфрам.

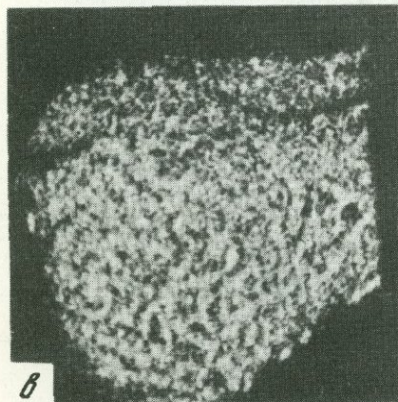
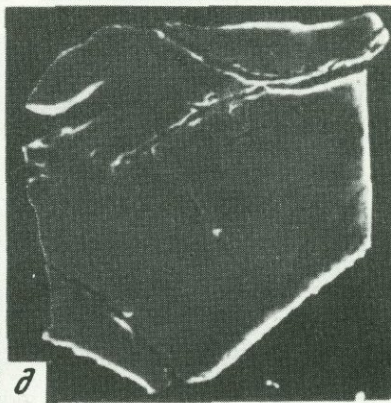
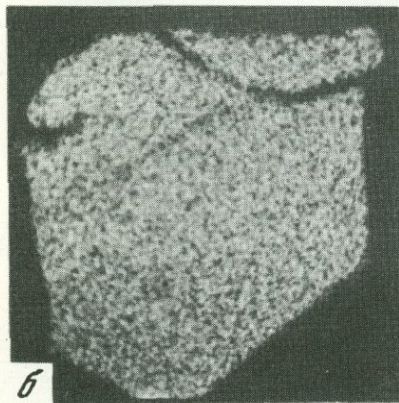
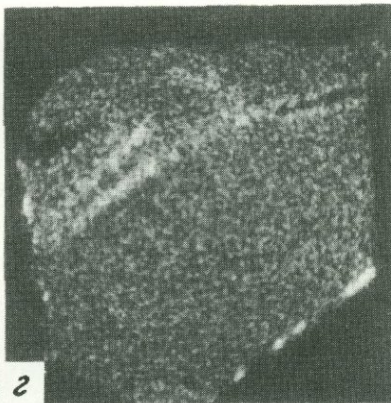
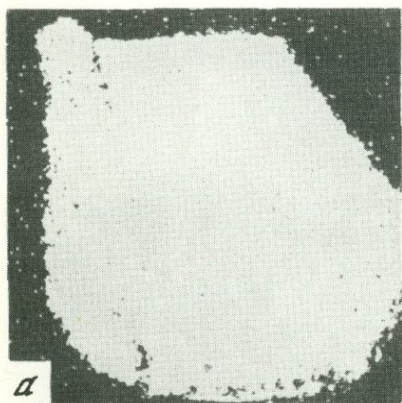


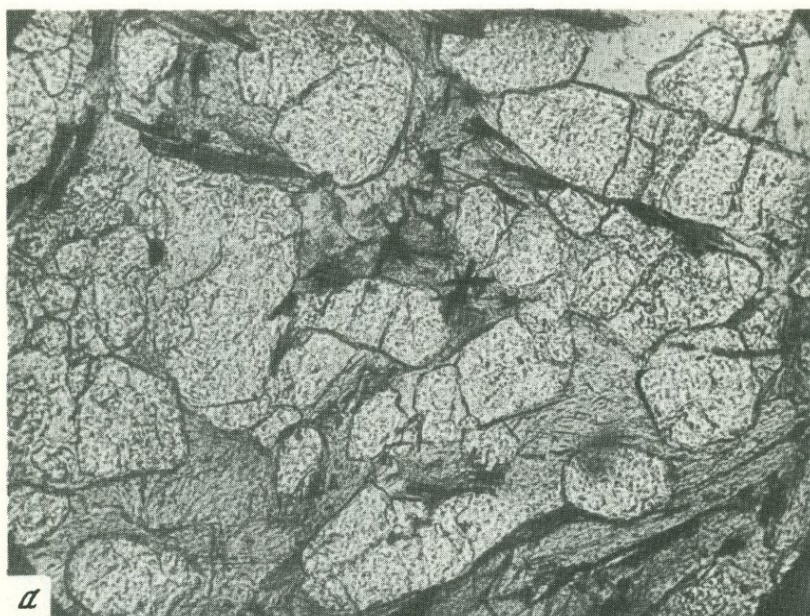


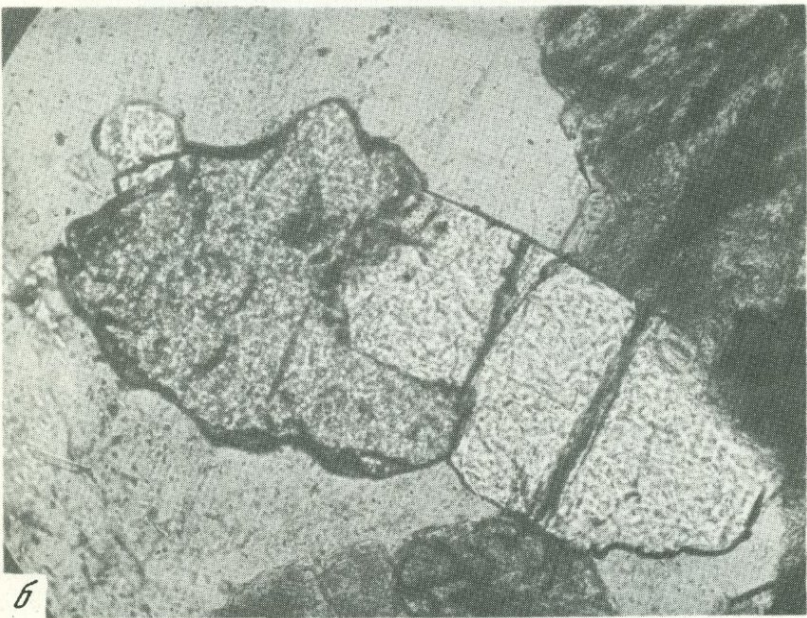


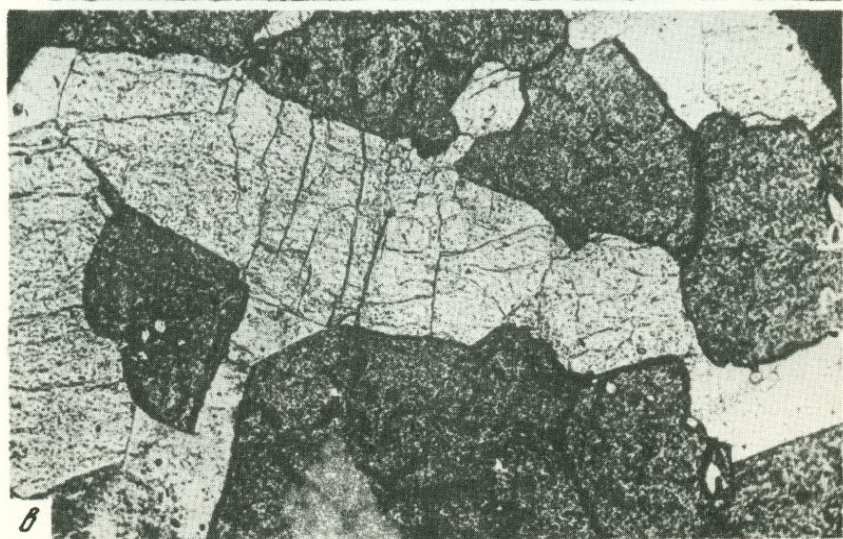












ОБЪЯСНЕНИЯ К ФОТОТАБЛИЦАМ

К ст. Г.М. Царевой

Таблица I. Характер контактов субинтрузивных гранодиорит-порфиров с другими породами в районе Топарского массива

a — послонное внедрение субинтрузивных гранодиорит-порфиров в туффы (темное), обр. 013/2, 0,75 натур. вел.; *b* — контакт субинтрузивных гранодиорит-порфиров и андезито-дацитовых автомагматических брекчий, обр. 010, натур. вел.; *c* — прожилок субинтрузивных гранодиорит-порфиров (светлое) в андезито-дацитовых автомагматических брекчиях, обр. 06/5, 0,9 натур. вел.; *z* — прорывание субинтрузивными гранодиорит-порфирами гранодиоритов Топарского массива, обр. 0182/3, натур. вел.

К ст. Н.Л. Пламеновской

Таблица I. Гранитоиды эндоконтактной фации и их ксенолиты. Ороговикованные вулканы внешней и внутренней зон кровли Коктенкольского интрузива, Увел. 30

a, b — ксенолиты лампрофиров с ортитом Ор, ник.+; *c* — амфибол-биотитовые граниты с ортитом в контакте с ксенолитом; *z* — ороговикованные андезитобазальтовые порфириты внешней зоны (без анализатора); *d* — ник.+ биотитовые роговики внутренней зоны с унаследованной реликтовой интерсервальной структурой первичных вулкаников; *e* — альбит-биотитовые роговики с ортитом и унаследованной трахитоидной структурой; *ж* — ороговикованный кристаллокластический туф внешней зоны с пойкилитовыми включениями апатита в рудном минерале; *з* — опациitized цветной минерал в ассоциации со сфеном и рутилом; *и* — без анализатора; андалузит-биотитовые роговики внутренней зоны с унаследованием кристаллокластических структур и слоистых текстур туфов дацитовых порфиритов

Таблица II. Контакт гранитов и биотитовых роговиков по метаморфическим сланцам силурийского возраста (Южный Джуанконур)

a — микрофото, ник.+х10; биотиты (би) и плагиоклазы (пл) в гранитах и роговиках подобны; *b* — х30, сфен с эпидотом в гранитах эндоконтактной фации; *c* — сфен (сф) с опацитом (оп) и апатит (ап) подобны таковым в роговиках

Таблица III. Роговики и исходные вулканики Коктенкольской надинтрузивной зоны

a — фото штуфа, н/в; пятнистые биотитовые роговики с реликтами миндалякаменной структуры первичных вулкаников; *b* — микрофото, х30, андалузит-биотитовые роговики с пойкилобластовой структурой и унаследованной миндалякаменной текстурой; *c* — ороговикованные туфы с унаследованной грубообломочной структурой; *z, d* — первичные миндалекаменные туфолавы

К ст. М.Г. Руб и др.

Таблица I. Структура распада твердого раствора магнетита и ильменита

Распределение железа (*a*) и титана (*b*), марганца (*c*) в кристалле магнетита (*z*), размером 200 x 200 мк, полученное методом растровой развертки (сканирование). Светлые участки соответствуют максимальной концентрации

Таблица II. Распределение железа (*a*), хрома (*b*), титана (*c*) и марганца (*z*) в кристалле хромшпинелида (*d*) из диорит-монцитов (обр. 314/73), полученное методом растровой развертки (сканирование). Светлые участки соответствуют максимальной концентрации

Таблица III. Апатит в постмагматических образованиях Лермонтовского месторождения

a - кварцево-биотитовый грейзен, обогащенный биотитом $\times 30$ (без анализатора);
b - идиоморфные кристаллы апатита (светло-серое) в шеелите (темно-серое), $\times 70$
(без анализатора)

Таблица IV. Апатит в грейзенах

a - идиоморфные кристаллы апатита в кварц-биотитовом грейзене, $\times 70$ (без анализатора); *b* - шеелит разъедает и замещает кристаллы апатита, $\times 150$ (без анализатора)

Таблица V. Апатит в магматических и постмагматических образованиях месторождения "Восток-2"

a - скопление апатита в ассоциации с биотитом в граносиенитах (Дальнинский массив), $\times 70$ (без анализатора), *b* - апатит-шеелитовые руды, идиоморфные кристаллы апатита (светло-серое) в шеелите и кварце, $\times 70$; *c* - апатит заполняет промежутки кристаллов шеелита, $\times 70$

ЛИТЕРАТУРА

- Абдрахманов К.А. Возрастное расчленение гранитоидов и типы гранитоидных комплексов Казахстана, проблемы их формационного анализа, петрогенезиса, рудоносности и взаимосвязи с другими магматическими образованиями. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1973, № 2.
- Абдрахманов К.А., Беневоленский И.П., Лялин Ю.И. и др. Геологическое строение Северного Прибалхашья. — В кн.: Геология и металлогения Северного Прибалхашья. Алма-Ата, "Наука", 1972.
- Абдрахманов К.А., Рыбалтовский Е.В., Горяева В.С. и др. Геология и металлогения Успенской тектонической зоны, т. 1. Алма-Ата, "Наука", 1967.
- Абдулин А.А. Основные проблемы магматической геологии Казахстана. — В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Алма-Ата, "Наука", 1974.
- Абдулин А.А., Борукаев Р.А., Заравьяева В.К., Ляпичев Г.Ф., Миллер Е.Е., Никитина Л.Г., Шужанов В.М. Магматические комплексы Казахстана и проблема вулcano-плутонических формаций. — В кн.: Материалы симпозиума по вулcano-плутоническим формациям и их рудоносности, Алма-Ата, "Наука", 1966.
- Абдуллаев Х.М. Магматизм и оруденение Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1960.
- Авдеев А.В. О кольцевых структурах магматических комплексов. — Сов. геология, 1965, № 10.
- Азимов П.Т., Айзенштат В.И. Аскар-ов Ф.А. и др. Гранитоидные формации Узбекистана. Ташкент, "Фан", 1970.
- Аренс Л.Х. Возможное значение редких щелочных металлов для понимания происхождения изверженных пород. — В кн.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Аристов В.В., Кудрявцев Ю.К., Попов В.С. Геологическая позиция медно-молибденового оруденения Северного Прибалхашья. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1972, № 10.
- Аскар-ов Ф.А., Бигаева А.Р., Сайдыганиев С.С. Абсолютная геохронология магматических формаций Узбекистана. Ташкент, "Фан", 1974.
- Афанасьев Г.Д., Зыков С.И. Результаты измерений межлабораторных эталонных проб. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 11.
- Афанасьев Г.Д., Зыков С.И. Геохронологическая шкала фанерозоя в свете новых значений постоянных распада. М., "Наука", 1975.
- Афанасьев Г.Д., Дорохов И.Л., Соболев Р.Н., Тихомиров В.Г. Строение и возраст Бохтинского массива гранитоидов в центральном Казахстане. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 9.
- Афанасьев Л.М. Гранитоиды бассейна р. Джиды и основные черты их металлогении. — В кн.: Материалы по геологии, магматизму и рудным месторождениям Дальнего Востока и Забайкалья, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Афанасьев Л.М. Петрохимические и геохимические особенности мезозойских гранитов бассейна р. Джиды. — Труды Второго совещания по металлогении Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1964.
- Бабаходжаев С.М. Петрология и особенности геохимической специализации интрузивных комплексов Восточного Карамазара (Северный Таджикистан). Душанбе, "Дониш", 1975.
- Байбулатов Э.Б., Боконбаев К.Д., Сабельников С.Е., Соломович Л.И. Гранитоиды восточной части Южного Тянь-Шаня. Фрунзе, "Илим", 1973.
- Балута О.Е. Типы медно-порфировых месторождений и их размещение в Северном Прибалхашье. — Геол. рудн. месторожд. 1971, № 4.
- Баратов Р.Б. Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение. Душанбе, "Дониш", 1966.
- Баратов Р.Б., Мельниченко А.К., Новосельцев Ю.А. и др. К вопросу о возрасте оруденения бассейна р. Канияз (Центральный Таджикистан). — Докл. АН ТаджССР, 1973, т. 16, № 9.

- Барат Т.Ф. Измерения палеотемператур гранитных пород. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Батиева И.Д., Бельков И.В. Гранитоидные формации Кольского полуострова. — В кн.: Очерки по петрологии, металлогении гранитов Кольского полуострова. Л., "Наука", 1968.
- Бахтеев М.К., Гаврикова С.Н., Кудрявцев Ю.К. и др. Магматические комплексы Коунрадского района, их строение и взаимоотношения. — В кн.: Герцинские магматические комплексы Восточного Казахстана. Алма-Ата, "Наука", 1971.
- Бахтеев М.К., Лифшиц И.Ф., Попов В.С., Строганов А.Н. О возрасте интрузивных пород южной части Токрауского синклинали (Центральный Казахстан). — Вестн. Моск. ун-та, Геология, 1965, № 4.
- Бедров Г.И., Мониц В.К., Куликовский К.Т. и др. Интрузии топарского комплекса в Шетском районе Центрального Казахстана. — Труды Института геологических наук им. К.И. Сатпаева АН КазССР, Алма-Ата, 1965, т. 12.
- Бекагамбетов У. Геология, петрология и геохимия герцинских орогенных интрузивных комплексов Северо-Восточного Прибалхашья. Центральный Казахстан. Автореф. канд. дисс. Алма-Ата, 1975.
- Белов И.В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Бельков И.В., Батиева И.Д., Ветрин В.Р. и др. Металлогенетическая специализация гранитоидных формаций Кольского полуострова и вопросы потенциальной рудоносности гранитов докембрия. — В кн.: Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых и оценки потенциальной рудоносности магматических и метаморфических комплексов докембрия. Апатиты, Изд-во Кольск. фил-ла АН СССР, 1972.
- Бескин С.М., Ларин В.Н., Рубо Г.Л. О геологической позиции и вертикальной зональности грейзеров Акчатау и Восточного Коунрада (Центральный Казахстан). — Геол. рудн. месторожд., 1973, № 5.
- Бесова М.В. Геология и минералогия Джидинского вольфрамового месторождения. — В кн.: Месторождения редких и малых металлов СССР. М., Изд-во АН СССР, 1939.
- Беус А.А., Ситнин А.А. Распределение петрогенных элементов в граптоидах. — В кн.: Проблемы геохимии. М., "Наука", 1965.
- Биндеман Н.Н. Некоторые генетические особенности олово — свинцово-цинковых месторождений Забайкалья. — Изв. вузов, Геология и разведка, 1970, № 1.
- Богданов А.А., Соболев Р.Н., Зыков С.И. и др. Формирование интрузивных комплексов Центрального Казахстана в свете радиологических данных. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 4.
- Борисенко Л.Ф. Ванадий. М., "Недра", 1969.
- Борсук А.М. Образование гранитоидной вулканоплутонической формации и время отделения потенциально рудоносных флюидов (на примере плиоцен-антропогенного магматизма Большого Кавказа). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 2.
- Борукаев Р.А., Каюпов А.К., Ляпичев Г.Ф., Мирошниченко Л.А. Тектоническое и металлогенетическое районирование Восточного Казахстана. — Вестн. АН КазССР, 1965, № 1.
- Бочаров В.Е., Розенблат М.М., Толмачов В.Н. О морфологии и генезисе Акчатауского интрузивного массива. — В кн.: Геология, геохимия, минералогия месторождений редких элементов Казахстана. Алма-Ата, КазИМС, 1966.
- Браун К.Н. Лейкограниты района низовьев р. Джиды (БурятАССР). — В кн.: Геология и геохимия гранитных пород. М., "Наука", 1965.
- Булах А.Г. Расчет формул минералов. М., "Недра", 1964.
- Бурдуков Г.П. Структура и основные закономерности размещения рудных тел Саянского рудного поля. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1960, № 2 (39).
- Бурдуков Г.П., Жогов Б.А., Тарновский Ю.В. Молибден в рудах Саянских месторождений. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1974, № 4.
- Бурдуков Г.П., Кулкашев Н.Т., Фомичев В.И. Условия тектонического развития Саянского рудного района. — В кн.: Геология, разведка и методы изучения месторождений полезных ископаемых. Алма-Ата, КазИМС, 1969.
- Валашко В.М., Когарко Л.Н., Ходаковский И.Л. Равновесия фтор-хлор-, гидросилапатитов с водными растворами при различных температурах. — Геохимия, 1968, № 1.
- Васильев М.А., Пучков Е.В., Могилин В.С. Основные черты геологического строения Кенькудук-Каскырказанского рудного поля. — В кн.: Новые данные по геологии медных и полиметаллических месторождений Казахстана. Алма-Ата, КазИМС, 1973.
- Васильева З.В. Минералогические особенности и химический состав апатита. — В кн.: Апатиты, М., "Наука", 1968.
- Вахрушев В.А. Элементы-примеси акцессорного магнетита как критерии для

- генетического расчленения гранитоидов Алтае-Саянской области. — Докл. АН СССР, 1962, т. 147, № 3.
- Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7.
- Волкова Н.В. О петрогенетическом значении дискордантных возрастов. — В кн.: Ежегодник Ин-та геохимии СО АН СССР 1972. Иркутск, "Наука", 1973.
- Волочкович К.Л. Тектоническое положение металоогенических зон в Алтае-Зайсанской складчатой области. — В кн.: Рифиды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов. М., "Наука", 1967.
- Воробьева О.А., Ефремова С.В. О классификации и номенклатуре изверженных горных пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 8.
- Воронина-Аникеева Н.Ф., Бескин С.М., Смертенко В.М. К вопросу о возрасте Баян-Аульского, Жаман-Аульского и Каракаралинского гранитоидных массивов в Центральном Казахстане. — Труды XV сесс. Комисс. по опр. абс. возраста геол. формаций при ОНЗ АН СССР. М., "Наука", 1970.
- Гаврилова С.П., Зайцев Н.С., Павлов В.А., Яшина Р.М. Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. М., "Наука", 1975.
- Гаек О.М. Среднекаменноугольные вулканоплутонические ассоциации Коучрад-Монтинского района Северо-Западного Прибалхашья. — В кн.: Геология Центрального Казахстана. Алма-Ата, "Наука", 1969.
- Геологическое строение СССР, т. 3. Магматизм. М., "Недра", 1968.
- Геология медно-порфировых месторождений Казахстана и Средней Азии. Алма-Ата, КазИМС, 1972.
- Геология СССР, т. XXXII, ч. 1. М., "Недра", 1969.
- Геология СССР, т. XXV, кн. 2. М., "Недра", 1972.
- Геотектоническое районирование Казахстана. М., "Недра", 1969.
- Гинзбург А.И. Некоторые особенности геохимии лития. — Труды Минер. музея АН СССР. М., 1957, вып. 8.
- Говоров И.Н., Левашев Г.Б. Позднемеловые гранитоидные серии Приморья и их петрогеохимические особенности. — В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, "Наука", 1973.
- Гогель Г.Н. Акцессорные минералы гранитоидов Центрального Казахстана. Алма-Ата, "Наука", 1966.
- Гогель Г.Н. Акцессорные минералы и их использование для расчленения и корреляции гранитоидов Восточного Казахстана. Изв. АН КазССР, сер. геол., 1974, № 5.
- Гогель Г.Н., Монич В.К. Акцессорные минералы каменноугольных гранодиоритов Прибалхашья. — Труды Казахск. политехн. ин-та, сб. 22. М., Госгортехиздат, 1962.
- Гоньшакова В.И., Тронева Н.В., Дмитриева Р.Т. О редком хромшпинелиде в кимберлитовых породах Восточного Приазовья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 12.
- Горохов И.М. Rb-Sr возраст гранитов Бектау-Ата (Центральный Казахстан). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 8.
- Грязнов О.Н. Вулканогенные формации и комплексы поздних стадий складчатых областей. Тезисы докладов Третьего Уральского петрограф. совещания. Свердловск, 1974.
- Гуляев А.П. К металлогении олова Казахстана. — В кн.: Информационный сборник научно-исследовательских работ ГИН АН КазССР за 1973 г. Алма-Ата, "Наука", 1974.
- Гундобин Г.М., Зубков В.С. Гетерогенность оловородной минерализации Хапчерангинского рудного узла и критерий его перспективной оценки. — В кн.: Геология некоторых рудных районов и полей Забайкалья. Иркутск, "Наука", 1973.
- Дир У.А., Хаун Р.А., Зусман Дж. Порообразующие минералы, т. 5. М., "Мир", 1966.
- Дискуссия на 2-м Казахском петрографическом совещании. — В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Алма-Ата, "Наука", 1975.
- Дорохов И.Л. Варисийские интрузии северо-восточной части Токрауского синклиория (Центральный Казахстан). — Вестн. Моск. ун-та. Геология, 1968, № 4.
- Дэмон П.Е. К-Аг метод датирования изверженных и метаморфических пород и его применение к изучению горных массивов провинции бассейнов и хребтов на территории штатов Аризона и Сонора. — В кн.: Радиометрическое датирование. М., Атомиздат, 1973.
- Евстрахин В.А. Размещение месторождений урана и олова в основных геотектонических структурах и эволюция рудогенеза. — Сов. геология, 1975, № 1.
- Есенов Ш.Е., Каюпов А.К., Ли В.Г. и др. Металлогеническое районирование Казахстана. — Вестн. АН КазССР, 1969, № 1.
- Ефремова С.В. О роли явлений гибризма и дифференциации в Восточно-Коунрадском редкометальном интрузиве.

- зиве (Центральный Казахстан). — В кн.: Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации. М., "Недра", 1972.
- Ефремова С.В., Негрей Е.В., Царева Г.М., Яшухин О.И. Строение герцинских гранитоидных комплексов в Центральном Казахстане. — В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Труды 2-го Казахст. петрогр. совещ. Алма-Ата, "Наука", 1975.
- Жалсабон Д.Ж., Максимова Э.А. О соотношении гранитоидов гуджирского и куналейского интрузивных комплексов. — В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Западного Забайкалья, вып. 3. Чита, 1967.
- Жуков М.И. Оценка медно-порфировых месторождений в Северном Прибалхашье. — В кн.: Геология медно-порфировых месторождений Казахстана и Средней Азии, Алма-Ата, КазИМС, 1972.
- Замараев С.М. Геология Боргойской впадины (Западное Забайкалье). М., "Наука", 1960.
- Зворыгина Е.К. Нсные геолого-петрографические данные по Кондомбакскому массиву. — Труды ИГН АН КазССР, т. 12, Алма-Ата, 1965.
- Заварицкий А.Н. Пересчет химических анализов изверженных пород и определение их химических типов. М., Изд-во АН СССР, 1941.
- Зворыгина Е.К. Геохимические особенности герцинских гранитоидов Северо-Западного Прибалхашья. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1968, № 4.
- Зворыгина Е.К., Иванов Л.Б., Кулькин П.В. Особенности интрузивного магматизма в Северо-Западном Прибалхашье. — В кн.: Геология и разведка недр, вып. 3, Алма-Ата, Казахский политехн. ин-т, 1973.
- Зейлик Б.С., Малахов В.В., Воробьев Н.А. и др. Некоторые средне-верхнепалеозойские вулканоплутонические комплексы Токрауского синклинория (Центральный Казахстан). — В кн.: Материалы симпозиума по вулканоплутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата, "Наука", 1966.
- Зиновьев Г.Д. Коунрадский гранитный массив. — В кн.: Гранитные интрузии Казахстана. Алма-Ата, 1948.
- Иванов А.И. Абсолютный возраст гранитоидов Центрального и Южного Казахстана. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1967 № 5.
- Иванов Ю.Г. Геохимические и минералогические критерии поисков вольфрамового оруденения. М., "Недра", 1974.
- Иванов А.И., Монич В.К., Замятин Н.И. Абсолютный возраст гранитоидных интрузий южной части Центрального Казахстана. — Бюлл. комисс. по опр. абс. возраста геол. формаций, 1961, вып. 4.
- Игнатович В.И. О структуре Джидинского рудного поля. — Материалы по геол. и полезн. ископ. Бурятской АССР, 1961, вып. VII.
- Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М., "Наука", 1967.
- Изох Э.П., Юдалевич З.А., Пономарева А.П. и др. Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана. Новосибирск, "Наука", 1975.
- Ициксон Г.В., Лови Б.И., Чеботарев М.В. Структурное районирование, история геологического развития и магматизм Малого Хингана. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия, 1961, № 55.
- Канишев А.Д. Блоковая структура Центрального Забайкалья и ее значение для магматизма и металлогении. — В кн.: Гранитоидные массивы Сибири и оруденение. Новосибирск, "Наука", 1971.
- Карта магматических формаций СССР масштаба 1:2 500 000. Краткая объяснительная записка. Под. ред. Д.С. Харкевич. Л., ВСЕГЕИ, 1971.
- Каталог определений возраста горных пород СССР радиологическими методами. Восточный Казахстан. Под. ред. Н.Н. Великой и Н.И. Полевой. М., Изд. Мин. геол. СССР, 1970.
- Каюпов А.К., Колесников В.В. Месторождения медно-порфировой формации Джунгаро-Балхашской складчатой системы. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1974, № 4.
- Каюпов А.К., Колесников В.В., Беневоленский И.П. и др. Геология и металлогения Жаман-Сарысуевского антиклинория. Алма-Ата, "Наука", 1975.
- Кепенжинская В.В. Верхнепалеозойский вулканизм Токрауского синклинория (Центральный Казахстан). Новосибирск, "Наука", 1969.
- Классификация и номенклатура плутонических (интрузивных) горных пород. М., "Недра", 1975.
- Комаров Ю.В. Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск, "Наука", 1972.
- Комлев Л.В., Филиппов М.С., Данилович С.И. и др. Возраст гранитной интрузии Бектау-Ата в Северном Прибалхашье (Центральный Казахстан). — Труды VII сесс. Комисс. по опр. абс. возраста геол. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Константинов Р.М., Макеева И.Т. Новые данные по геологии магматогенных месторождений олова, вольфрама

- и молибдена. — В кн.: Рудные месторождения (итоги науки). М., Изд. ВИНТИ, 1967.
- Коптев-Дворников В.С. Основы геологического картирования формаций изверженных пород на примере Центрального Казахстана. — В кн.: Принципы геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Коптев-Дворников В.С., Негрей Е.В. Редкие шелочи в гранитоидах Бетпакадалы. — В кн.: Вопросы петрографии Казахстана. М., "Наука", 1966.
- Коптев-Дворников В.С., Полковой О.С. Дистановна А.Н. и др. Палеозойские интрузивные комплексы гранитоидов Бетпакадалы. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, т. 2, вып. 54.
- Коптев-Дворников В.С., Полковой О.С., Маркова Н.Г. и др. Палеозойские интрузивные комплексы Бетпакадалы. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1960, т. 1, вып. 44.
- Коптев-Дворников В.С., Руб М.Г. Критерии связи оруденения с интрузивными комплексами. — В кн.: Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. М., "Недра", 1965.
- Коптев-Дворников В.С., Яковлева Е.Б., Петрова М.А. Вулканогенные породы и методы их изучения. М., "Недра", 1967.
- Коржинский Д.С. Кислотность и щелочность как главнейший фактор магматических и постмагматических процессов. — В кн.: Магматизм и связь с ними полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Кудрявцев Ю.К., Аристов В.В., Попов В.С. Типы медно-молибденовых месторождений южной части Токрауской впадины и закономерности их размещения и перспективы поисков. Балхаш, август 1971. Алма-Ата, КазИМС, 1967.
- Кузнецов В.А. Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полициклических складчатых областей. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., "Наука", 1967.
- Кузнецов Ю.А. Фашии магматических пород. — В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964.
- Кулкашев Н.Т., Мирошниченко Л.А., Русанов Б.И. Саякская верхнепалеозойская вулканоплутоническая формация в Северо-Восточном Прибалхашье. Алма-Ата, "Наука", 1965.
- Кулкашев Н.Т., Мирошниченко Л.А., Русанов Б.И. Пермокарбовоная вулканоплутоническая формация в Северо-Восточном Прибалхашье (Саякский район). — Материалы симпозиума по вулканоплутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата, "Наука", 1966.
- Кумпан А.С., Добрецов Г.Л. Проблемы корреляции и возраста верхнепалеозойских отложений Казахстана. — В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана, т. 2. Стратиграфия девона, карбона и перми Казахстана. Алма-Ата, "Наука", 1974.
- Куплетский Б.М. Количественно-минералогический состав гранитоидов. — В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Кушнарв И.П. К вопросу об этапах минерализации Джидинского молибденово-вольфрамового месторождения. — Труды Моск. ин-та цветных металлов и золота. Геология и горное дело, 1947, вып. 16.
- Леонтьев А.Н., Попов В.С. Возрастные ряды позднепалеозойских гранитоидов Казахстана и проблема их корреляции. Металлогенические и геологические исследования. — Труды ИМГРЭ, 1973, вып. 4.
- Летников Ф.А. Изобарные потенциалы образования минералов и применение их в геохимии. М., "Недра", 1965.
- Летников Ф.А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск, "Наука", 1975.
- Лугов С.Ф., Макеев Б.В. К принципам построения классификации оловорудных месторождений. В кн.: Сборник научных трудов ВИМСа, вып. 24. М., "Недра", 1975.
- Лугов С.Ф., Подольский А.М. Сопоставление оловянного оруденения Охотско-Чукотского, Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенных поясов и Корякского нагорья. — В кн.: Оловоносность Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М., "Недра", 1974.
- Лугов С.Ф., Подольский А.М., Титов В.А. Основные закономерности формирования и развития оловянного оруденения в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе. — В кн.: Оловоносность Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М., "Недра", 1974₁.
- Лугов С.Ф., Подольский А.М., Титов В.А. Основные черты геологического строения и металлогенности Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — В кн.: Оловоносность Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М., "Недра", 1974₂.
- Луговский Г.П., Руб А.К. О топазах одного из массивов метасоматически измененных гранитов. — В кн.: Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР. М., "Наука", 1969.

- Любечкий В.Н. О зональности оруденения Иртыш-Зайсанской складчатой системы. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1967, № 3.
- Ляпичев Г.Ф. Интрузивные комплексы. — В кн.: Региональная геология. Геология Чингизской зоны (Центральный Казахстан). — Труды ИГН КазССР, т. 5, Алма-Ата, 1962.
- Ляхович В.В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., "Наука", 1967.
- Ляхович В.В. Акцессорные минералы, их генезис, состав, классификация и индикаторные признаки. М., "Наука", 1968.
- Ляхович В.В. Редкие элементы в породообразующих минералах. М., "Наука", 1972.
- Мадалиев Н.М. Некоторые черты формирования рудного поля Тагоби-Куль-Уч-Кодой (Северный Гиссар). — Ученые записки Душанбин. гос. пед. ин-та, 1973, 85.
- Маракушев А.А., Тарарин И.А. О минералогических критериях щелочности гранитов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 3.
- Маракушев А.А., Яковлева Е.Б. Генезис кислых лав. — Вестн. Моск. ун-та, серия IV, Геология, 1975, № 1.
- Марфуни А.С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 78.
- Мархинин Е.К. Кальдеры и периферические вулканические очаги. — Труды лаборатории палеовулканологии, вып. 3. Алма-Ата, "Наука", 1964.
- Масуренков Ю.П. Состав и состояние вещества в магматической камере Авачинского вулкана (Камчатка). — В кн.: Магма малоглубинных камер. М., "Наука", 1970.
- Масуренков Ю.П., Иванов Б.В., Богоявленская Г.Е., Андреев В.И. Современные интрузии под вулканами Курило-Камчатской зоны. — В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М., "Недра", 1974.
- Материков М.П. Закономерности размещения и геолого-генетические группы оловянных месторождений СССР. М., "Недра", 1974.
- Месхи А.М. Магматические комплексы зоны Юго-Восточного Памира. — Материалы по геологии Памира, вып. 2. Душанбе, 1964.
- Месхи А.М., Могаровский В.В., Идрисова Л.В., Логачев В.П. Олово в мезозойских гранитоидах зоны Юго-Восточного Памира и некоторые вопросы связи оловорудных проявлений с гранитоидным магматизмом. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 9.
- Минеев Д.А. Лантаноиды в минералах. М., "Недра", 1969.
- Мирошниченко Л.А., Русанов Б.И. Дайки Саякской мульды. — Сов. геология, 1967, № 2.
- Мирошниченко Л.А., Фомичев В.М., Кузнецова Е.И. Метасоматиты Саякского рудного района Прибалхашья. Алма-Ата, "Наука", 1971.
- Митрофанов Н.П. Некоторые вопросы размещения и локализации олова в Корьякском нагорье. — В кн.: Сборник научных трудов ВИМСа, 1975, вып. 24.
- Михайлов Н.П., Ташинина М.В. и др. Принципы классификации магматических формаций Казахстана. — В кн.: Магматические и метаморфические образования Восточного Казахстана. — Труды 1-го Кзахст. петрогр. совещ., т. 1. Алма-Ата, "Наука", 1968.
- Михно Н.П. Мезозойский магматизм южной части Западного Забайкалья. — В кн.: Материалы по геол. и полезным ископ. Бурятской АССР, вып. 7. Улан-Удэ, 1961.
- Монич В.К. Петрология гранитных интрузий Баянаульского района в Центральном Казахстане. Алма-Ата, "Наука", 1957.
- Монич В.К., Зворыгина Е.К. К петрографии среднегерцинских интрузий Коунрадского района. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1957, № 4 (29).
- Монич В.К., Иванов А.И., Кулкашев Н.Т. К вопросу о возрасте интрузивных пород Саякского района (Северо-Восточное Прибалхашье). — В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения (по данным 1964 г.). М., "Наука", 1966.
- Москалева В.Н., Шаталов Е.Т. Типы петрографических провинций СССР. М., "Недра", 1974.
- Мушкин И.В., Ахбар Д.Я., Оранский Н.И., Чернявский Ю.А. Блоковое строение и эндогенная металлогения Западного Узбекистана. — Сов. геология, 1973, № 12.
- Мясников А.К. К вопросу о кергатакской свите в Северо-Восточном и Северном Прибалхашье. — В кн.: Материалы по геол. и полезным ископ. Южного Казахстана, вып. 5 (30). Алма-Ата, "Наука", 1974.
- Нагибина М.С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. — Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 79.
- Нурбаев Э.М., Полетаев А.И. Некоторые проблемы геологии медно-порфировых месторождений Казахстана. — В кн.: Новые данные по геологии медных и полиметаллических месторождений Казахстана. Алма-Ата, КазИМС, 1973.

- Одинцов М.М., Флоренсов Н.А., Хренов П.М. О размещении полезных ископаемых в геологической структуре Восточной Сибири. — Труды Вост.-Сиб. филиала СО АН СССР, серия геол., 1958, вып. 14.
- Оптические и петрохимические исследования магматических образований Центральной Камчатки. М., "Наука", 1967.
- Очилов Ц.О. Блоковая тектоника Забайкалья и ее роль в размещении эндогенной минерализации. — Геология и геофизика, 1975, № 6.
- Очилов Ц.О., Булиаев К.В., Доржиев В.С., Тулунжаев В.И., Цырендоржиев У.Ц. Развитие мезозойских структур Западного Забайкалья. Улан-Удэ, Бурятское книжное изд-во, 1965.
- Павлов В.А. Структурные особенности некоторых пермских гранитных массивов Центрального Казахстана. М., "Наука", 1964.
- Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М., "Наука", 1968.
- Павлова И.Г. Региональные и локальные закономерности размещения медно-порфировых месторождений. — Материалы к совещ. на тему: Разработка основ научного прогноза месторождений твердых полезных ископаемых, Л., ВСЕГЕИ, 1970, вып. 6.
- Парфенова О.В. Породообразующие минералы автомагматических брекчий как показатели условий их формирования. Автореф. канд. дис. М., Изд-во МГУ, 1973.
- Петрографические критерии пиквазии в кислых лавах. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 90.
- Петрография Узбекистана, т. 1, 2. Ташкент, "Наука", 1964; т. 2, Ташкент, "Наука", 1965.
- Петрова З.И. Петролого-геохимическая характеристика Джидинского интрузивного комплекса. — В кн.: Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. М., "Наука", 1972.
- Пламеневская Н.Л. К петрографической характеристике рудного поля Майкуль. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 21.
- Пламеневская Н.Л. К вопросам петрографии и металлоносности герцинских гранитоидов Центрального Казахстана на примере Шетского района. — В кн.: Геология и геохимия гранитных пород. М., "Наука", 1965.
- Пламеневская Н.Л. Некоторые закономерности распределения Rb и K в породах контактовых зон гранитных интрузий Центрального Казахстана. — В кн.: Акцессорные минералы и элементы как критерии комагматичности и металлогенической специализации магматических комплексов. М., "Наука", 1965.
- Пламеневская Н.Л. О биотите и фациях контактового метаморфизма. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 2.
- Пламеневская Н.Л., Царева Г.М. О петрохимии контактово-метаморфических образований. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 11.
- Плотников И.А., Усенко С.Ф. Тектоническое развитие Приамурья и связанные с ним вопросы эндогенной металлогении. — В кн.: Научные труды ВИМСа, 1975, вып. 24.
- Повилайтис М.М. Соотношение оруденения с дайками как один из критериев генетической связи месторождений с интрузиями. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 1.
- Попов В.С., Изох Э.П., Ферштатер Г.Б. Опыт корреляции герцинских интрузивных серий Центрального и Восточного Казахстана, Средней Азии и Южного Урала. — В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Тезисы 2-го Казахст. петр. совещ. Алма-Ата, "Наука", 1974.
- Попов В.С., Аэров Г.Д., Кудрявцев Ю.К., Мараева Р.Н. Геологическое строение Бектауатинского гранитного массива (Центральный Казахстан). — Сов. геология, 1966, № 11.
- Потапьев В.В., Маликова И.Н. Баланс вещества в процессе формирования Каркаралинского плутона. Новосибирск, "Наука", 1974.
- Проблемы магматических формаций. М., "Наука", 1974.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., "Мир", 1964.
- Рождественский Ю.П. Эволюция рудообразования и молибденово-медное оруденение в истории геологического развития Центрального Казахстана. Автореф. канд. дис. Л., ВСЕГЕИ, 1972.
- Розинов М.И. Посленижнемеловой дайковый комплекс среднего течения р. Джиды (Западное Забайкалье). — Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия, 1964, № 107.
- Руб А.К. Типоморфные особенности топаза и турмалина характерных минералов-спутников танталового и оловянного оруденения. — В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. М., "Недра", 1972.
- Руб М.Г. Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулканоплутонических комплексов на примере Балыгычано-Сугойского и Мяо-Чанского районов. М., "Наука", 1970.
- Руб М.Г., Вознесенская Т.Н. Особенности состава и генезиса оловоносных вулканоплутонических ассоциаций (на примере Хингано-Олонойского района). —

- В кн.: Локальное прогнозирование в рудных районах Востока СССР. М., "Наука", 1972.
- Руб М.Г., Павлов В.А., Говоров И.Н. О фазационных типах рудоносных гранитоидных комплексов. - В кн.: Очерки геологической петрологии. М., "Наука", 1976.
- Руб М.Г., Токсубаева Г.П., Чернов Б.С. Особенности состава и генезиса вольфрамоносного магматического комплекса одного из районов Приморья. - В кн.: Основные черты магматизма некоторых рудоносных районов Востока СССР. М., "Наука", 1971.
- Руб М.Г., Ашихмина Н.А., Хазов Р.А., Хазова В.И. Докембрийские оловоносные граниты Северного Приладожья. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 4.
- Русанов Б.И. Дайковые породы Саяского рудного района в Центральном Казахстане. Автореф. канд. дисс., Алма-Ата, 1966.
- Русанов Б.И. Петрохимические особенности Саяской верхнепалеозойской вулканоплутонической формации в Центральном Казахстане. - Вопросы петрохимии, Л., 1969.
- Русанов Б.И. Петрохимический анализ интрузивных пород Саяского рудного района. - В кн.: Геология и разведка недр, Алма-Ата, Казахск. политех. ин-т, 1973, вып. 3.
- Русанов Б.И. Магматизм Саяского рудного района. - В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Алма-Ата, "Наука", 1974.
- Рыбалтовский Е.В. Интрузивный магматизм северной части Джунгаро-Балхашской складчатой системы (Центральный Казахстан). Автореф. канд. дисс. Алма-Ата, ИГиН АН КазССР, 1969.
- Рыбалтовский Е.В. Петрохимические особенности магматических пород Северо-западной части Джунгаро-Балхашской складчатой системы. - В кн.: Вопросы петрохимии, Л., ВСЕГЕИ, 1969.
- Рыбалтовский Е.В., Серых В.И. Особенности вещественного состава, радиогеохронология, возрастные соотношения и закономерности размещения интрузивов ультракислых гранитоидов Северного Прибалхашья. Тезисы 2-го Казахст. петрогр. совещ., Алма-Ата, "Наука", 1974.
- Рябчиков И.Д. Вычисление коэффициента кристаллизации редких щелочных металлов для калиевых минералов в пегматитах. - Геохимия, 1961, № 10.
- Салун С.А. Порфиновая формация складчатых областей. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 7.
- Самонов И.З., Пожариский И.Ф. Раздел месторождения меди. Скарновые месторождения. Месторождение Саяк-1. - В кн.: Рудные месторождения СССР, т. 2. М., "Недра", 1974.
- Свешникова Е.В. Нефелин-сиенитовый комплекс Заангарья (Енисейский кряж). - В кн.: Щелочной магматизм складчатого обрамления юга Сибирской платформы, М., "Наука", 1964.
- Сергеева Е.С. О некоторых особенностях и происхождении уленьтумского гранитоидного комплекса. - В кн.: Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, "Наука", 1963.
- Серых В.И. Распределение меди в генетически связанных сериях гранитоидов. - Геохимия, 1963, № 11.
- Смирнов А.Д., Булдаков В.В. Интрузивные комплексы Восточного Саяна. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Соболев Р.Н. Некоторые черты процессов гибридизма и дифференциации в Топарском интрузиве. - Изв. вузов. Геология и разведка, 1963, № 12.
- Соболев Р.Н. История формирования и возраст Топарского интрузива. - В кн.: Вопросы региональной геологии СССР. М., Изд-во МГУ, 1964.
- Соболев Р.Н., Боршевский Ю.А. Абсолютный возраст гранитной интрузии Восточный Коунрад (Центральный Казахстан). - В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и э.апов оруденения. М., "Наука", 1966.
- Соболев Р.Н., Чеховский М.М. Щелочные элементы в кислых интрузивных породах Сарысу - Тенизского водораздела (Центральный Казахстан). - Изв. вузов. Геология и разведка, 1971, № 11.
- Соболев Р.Н., Агошков В.М., Чеховский М.М. Поведение щелочей в некоторых петрологических процессах на примере девонских гранитоидов Сарысу - Тенизского водораздела (Центральный Казахстан). - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 3.
- Соловьев В.А. Основные черты мезозойской тектоники Прибайкалья и Забайкалья. М., "Наука", 1968.
- Ставров О.Д. К проблеме гранита и его рудоносности в связи с геохимией рубидия. - Геохимия, 1974, № 10.
- Стеркин В.Д. Эволюция химизма позднепалеозойских орогенных магматов Северного Прибалхашья. - В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископ. Южного Казахстана, вып. 5 (30). Алма-Ата, "Наука", 1974.
- Стеркин В.Д., Ковалевский А.Ф. Интрузивные комплексы западной части Баканасского синклиория (Северо-Восточное Прибалхашье). - В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископ. Юж-

- ного Казахстана", Алма-Ата, "Наука", 1971, вып. 4 (29).
- Таусон Л.В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Туговик Г.И. Стадии минерализации и генезис вольфрам-молибденовых месторождений Джидинского рудного узла. - Геология и геофизика, 1966, № 2.
- Турунхаев В.И. Некоторые особенности развития мезозойского эффузивного вулканизма Западного Забайкалья. - Труды Байкальск. комплексн. науч.-исслед. ин-та. Улан-Удэ, 1966, вып. 21.
- Усенко С.Ф., Чеботарев М.В. Геология и оловяноность Приамурья. М., "Недра", 1973.
- Устиев Е.К. Проблемы вулканизма - плутонизма. Вулкано-плутонические формации. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 12.
- Фаворская М.А., Томсон И.Н., Иванов Р.Г. и др. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М., "Недра", 1969.
- Фаворская М.А., Томсон И.Н., Баскина В.А. и др. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М., "Недра", 1974.
- Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С., Траянова М.В. Литий, рубидий, стронций и свинец в гранитоидах Урала. - Геохимия, 1969, № 1.
- Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. - Труды Вост.-Сиб. фил-ла АН СССР, 1960, вып. 19.
- Фомичев В.И. К вопросу о происхождении Акшюкинского гранитоидного массива (Северное Прибалхашье). - Инф. сборник науч.-исслед. работ 1972 г. Алма-Ата, "Наука", 1973.
- Хабибуллин Ф.А., Жанбакиев А.Б. Методика сейсмических работ МОВ в Саяжском меднорудном районе. - Разв. и охр. недр, 1973, № 12.
- Хазов Р.А. Геологические особенности оловянного оруденения Северного Приладжья. М., "Наука", 1973.
- Хамрабаев И.Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
- Харт С.Р., Дэвис Дж.Л., Штейгер, Тиллон Дж.Р. Сопоставление вариаций изотопных возрастов по минералам и петрологических изменений, вызванных контактовым метаморфизмом. - В кн.: Радиометрическое датирование. М., Атомиздат, 1973.
- Хитаров Н.И., Нагапетян Л.Б., Лебедев Е.Б. Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальное исследование). - Геохимия, 1969, № 3.
- Шанин Л.Л., Волков В.Н., Аракелянц М.М. и др. Некоторые закономерности омоложения радиологического возраста горных пород на Юго-Западном Памире. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 4.
- Шарапов В.Н., Меламед В.Г. О возможных размерах магматических очагов в коре при палингенезе. - Геология и геофизика, 1974, № 12.
- Шарпенюк Л.Н. Субвулканическая интрузия монцитонитов Сарыолен. - В кн.: Вопросы магматизма Центрального Казахстана. Л., "Недра", 1968.
- Шарпенюк Л.Н. О возможном механизме формирования кольцевых структур. - В кн.: Геология Центрального Казахстана. - Алма-Ата, "Наука", 1969.
- Шаталов Е.Т. О состоянии изучения магматизма Северо-Востока СССР и дальнейших его исследованиях. - В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии, ч.1. Магадан, Магаданское книжное издательство, 1974.
- Шелетова Т.Н. Региональные аномалии геомагнитного поля Центрального Казахстана и их геологическая интерпретация. - Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1973, № 3.
- Шилина Г.П. Мезозойские металлоносные интрузии. - В кн.: Геология и закономерности размещения месторождений Забайкалья. М., "Недра", 1970.
- Шипулин Ф.К. К теории процесса контактового метаморфизма. - Геол. рудн. месторожд., 1960, № 3.
- Шерба Г.Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Шерба Г.Н., Алексеева А.К., Мелькова Р.Н. и др. Геотектоногенез Казахстана и редкометалльное оруденение, т. 2. Алма-Ата, "Наука", 1973.
- Шерба Г.Н., Гукова В.Д., Кудряшов А.В., Сенчило Н.П., Грейзены, жильный кварц и калиевые полевые шпаты молибдено-вольфрамовых месторождений Казахстана. - Труды ИГН АН КазССР, 1964, т. 8.
- Шерба Г.Н., Сенчило Н.П., Кудряшов А.В., Ершов Б.В. Геология и редкометалльное оруденение Южного Казахстана. Алма-Ата, "Наука", 1968.
- Шербакова М.Н. Кзыладьрская кольцевая структура (Северное Прибалхашье). Вестн. Моск. ун-та. Геология, 1967, № 1.

- Юшкин Н.П., Фишман М.В., Голдин Б.А. и др. Металлогенический очерк вольфрамовой минерализации севера Урала. Л., "Наука", 1972.
- Яковлева Е.Б. Основные черты вулканизма Рудного Алтая. - В кн.: Вопросы вулканизма. Труды 1-го Всесоюз. вулканолог. совещ. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Яковлева Е.Б. Автомагматические брекчи Казахстана. - Сов. геология. 1963, № 8.
- Яковлева Е.Б., Парфенова О.В. Соотношение автомагматических брекчий и гранитоидов (на примере Топарского массива, Центральный Казахстан). - Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1973, № 1.
- Яшина Р.М., Павлов В.А., Аракелянц М.М. История формирования и абсолютный возраст палеозойских гранитоидных и шелочных пород Северной Монголии. - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1973, № 6.
- Nockolds S.R. Average chemical composition of some igneous rocks. - Bull. geol. Soc. America, 1954, v. 65.
- Taubenbeck W.H. An appraisal of some potassium-rubidium rates in igneous rocks. - J. Geophys. Res., 1965, v. 70.
- Taylor S.R. The application of trace elements date to problems in petrology. Physics and chemistry of the Earth. Oxford, Pergamon Press, 1965, N 6.
- Tuttle O.F., Bowen N.L. Origin of granite in the light of experiments studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. - Geol. Soc. Amer., 1958, v. 65.

Предисловие	3
<i>С.В. Ефремова</i> . Верхнепалеозойские гранитоиды неустойчивого количественно-минерального состава Центрального Казахстана и их формационное расчленение	5
<i>Е.В. Негрей, О.И. Яшухин</i> . Особенности петрологии верхнепалеозойского гранитного магматизма Токрауской впадины (Центральный Казахстан)	32
<i>Е.В. Негрей, О.И. Яшухин, В.Г. Сапожников</i> . Рубидий в верхнепалеозойских гранитах Токрауской впадины (Центральный Казахстан)	73
<i>Г.М. Царева</i> . Геолого-петрографические особенности верхнепалеозойских субинтрузивных гранитоидов Центрального Казахстана	81
<i>Н.Л. Пламеневская</i> . Геология и петрография ореолов гранитных интрузивов Центрального Казахстана	101
<i>Л.М. Афанасьев, К.Н. Браун</i> . Эволюция мезозойского гранитоидного магматизма в Западном Забайкалье	124
<i>В.А. Павлов, М.Г. Руб.</i> Возраст и геологическое положение олово- и вольфрамоносных гранитоидов СССР	172
<i>М.Г. Руб., Н.А. Ашихмина, Н.Г. Гладков, В.А. Павлов, Н.В. Тронева</i> . Типоморфные особенности акцессорных минералов и их значение для выяснения генезиса и рудоносности гранитоидов	197
Фототаблицы и объяснения к ним	236
Литература	247

Верхнепалеозойские гранитоиды неустойчивого количественно-минерального состава Центрального Казахстана и их формационное расчленение. Ефремова С.В. — Гранитоиды складчатых и активизированных областей и их рудоносность. М., "Наука", 1977.

Петрологическими исследованиями гранитоидных интрузивов Центрального Казахстана (Балхашский, Топарский, Кокдомбакский, Саякский и др.) установлена их принадлежность к тоналит-гранодиоритовой (C_1), гранодиорит-гранитной (C_2) и кварцево-диорит-монцодиоритовой формациям (C_{2-3} (?) P). Рассмотрены петрологические, петрохимические и металлогенические особенности этих формаций. Табл. 2, илл. 8.

УДК 552.321

Особенности петрологии верхнепалеозойского гранитного магматизма Токрауской впадины (Центральный Казахстан). Негрей Е.В., Яшукин О.И. — Гранитоиды складчатых и активизированных областей и их рудоносность. М., "Наука", 1977.

Рассмотрены петрологические особенности гранитных формаций Центрального Казахстана — биотитовых гранитов (калдырминский комплекс), лейкократовых двуполевошпатовых гранитов (рудоносный акчатауский комплекс) и аляскитовых однополевошпатовых гранитов. Формации различаются положением в структурах, спецификой вещественного состава пород и минералов, содержаниями редких элементов, Са, Sr, Ba, температурами кристаллизации. Выявленные различия определяют различную рудогенерирующую способность их магм. Табл. 15, илл. 3.

УДК 552.321

Рубидий в верхнепалеозойских гранитах Токрауской впадины (Центральный Казахстан). Негрей Е.В., Яшукин О.И., Сапожников В.Г. — Гранитоиды складчатых и активизированных областей и их рудоносность. М., "Наука", 1977.

Рассмотрены закономерности распределения Rb и K/Rb отношения в биотитовых гранитах калдырминского комплекса, двуполевошпатовых лейкократовых гранитах акчатауского комплекса и аляскитовых однополевошпатовых гранитах. Выше кларковые концентрации рубидия характерны только для лейкократовых гранитов акчатауского комплекса. Разная глубина зон плавления обусловила первичное неодинаковое содержание Rb в исходных расплавах гранитов рассмотренных комплексов. Табл. 4.

УДК 552.322

Геолого-петрографические особенности верхнепалеозойских субинтрузивных гранитоидов Центрального Казахстана. Царева Г.М. — Гранитоиды складчатых и активизированных областей и их рудоносность. М., "Наука", 1974.

Субинтрузивные гранитоиды Центрального Казахстана принадлежат верхнепалеозойским орогенным эффузивным формациям. Самостоятельность субвулканической и субинтрузивной фаций в рамках формации доказывается их временным разрывом, который фиксируется формированием автомагматических брекчий. Петрографические и петрохимические особенности гранитоидов обусловлены составом магматического расплава на определенном этапе вулканизма. Приведены критерии отличия этих пород от плутонических гранитоидов. Табл. 5, илл. 3.

УДК 552.4

Геология и петрография ореолов гранитных интрузивов Центрального Казахстана. Пламеневская Н.Л. — Гранитоиды складчатых и активизированных областей и их рудоносность. М., "Наука", 1977.

Рассмотрена структурная позиция и петрология контактовых ореолов и надинтрузивных зон верхнепалеозойских гранитных интрузивов варисийских и каледонских структурно-формационных зон Центрального Казахстана. Изохимический контактовый метаморфизм во внешних зонах не выходил за границу фации амфиболовых роговиков ($450-500^{\circ}\text{C}$). Распределение фаций и субфаций контактового метаморфизма определялось строением ашикальной поверхности интрузива, составом и физико-механическими свойствами вмещающих пород. Выявлены отличительные черты контактовых и гидротермальных минералов роговиков. Табл. 2, илл. 7.

Эволюция мезозойского гранитоидного магматизма в Западном Забайкалье. Афанасьев Л.М., Браун К.Н. — Гранитоиды складчатых и активизированных областей и их рудоносность. М., "Наука", 1977.

Мезозойские интрузивные комплексы области тектоно-магматической активизации отличаются от гранитоидов орогенного этапа развития складчатых зон большей степенью дифференцированности и значительным развитием щелочных пород. Резкие отличия в составах и последовательности формирования мезозойских интрузивных комплексов от геосинклинальных свидетельствуют об иной направленности тектонических процессов, в которых основную роль играли дифференциальные перемещения крупных блоков земной коры. Табл. 11, илл. 3.

УДК 552.321.1:553.212

Возраст и геологическое положение олово- и вольфрамоносных гранитоидов СССР. Павлов В.А., Руб М.Г. — Гранитоиды складчатых и активизированных областей и их рудоносность. М., "Наука", 1977.

Рудоносные гранитоиды являются постскладчатыми образованиями и появляются как на позднеорогенном этапе развития складчатых областей, так и в связи с процессами тектоно-магматической активизации относительно консолидированных геоструктурных элементов земной коры. Гранитоиды, сопровождающие процессы активизации, в ряде случаев обладают признаками образования при дифференциации трахиандезитовой магмы. С ними в основном ассоциируют наиболее значимые в промышленном отношении типы оловянного и вольфрамового оруденения. Илл. 1.

УДК 552.11:553.2

Типоморфные особенности акцессорных минералов и их значение для выяснения генезиса и рудоносности гранитоидов. Руб М.Г., Ашихмина Н.А., Гладков Н.Г., Павлов В.А., Тронева Н.В. — Гранитоиды складчатых и активизированных областей и их рудоносность. М., "Наука", 1977.

Рассмотрены типоморфные особенности магнетитов, ильменитов, хромшпинелидов, апатитов, флюоритов и цирконов. Содержание в магнетитах гранитоидов Cr, Co, Ni, V, Mg определяется генетическим типом расплава. Хромшпинелиды с повышенным содержанием Fe и пониженным Cr встречаются в гранитоидах — дифференциатах трахиандезитовой или трахибазальтовой магмы. Типоморфные особенности таких акцессорных минералов, как апатит, флюорит, циркон, касситерит, отражают условия формирования гранитоидов и их металлоносности. Табл. 9, илл. 14.

УДК 552.821

**ГРАНИТОИДЫ СКЛАДЧАТЫХ
И АКТИВИЗИРОВАННЫХ ОБЛАСТЕЙ
И ИХ РУДОНОСНОСТЬ**

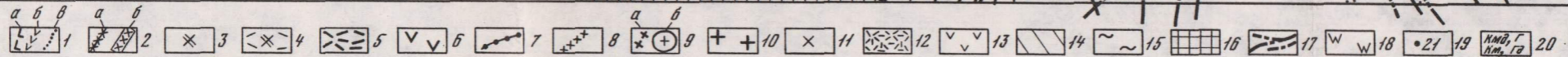
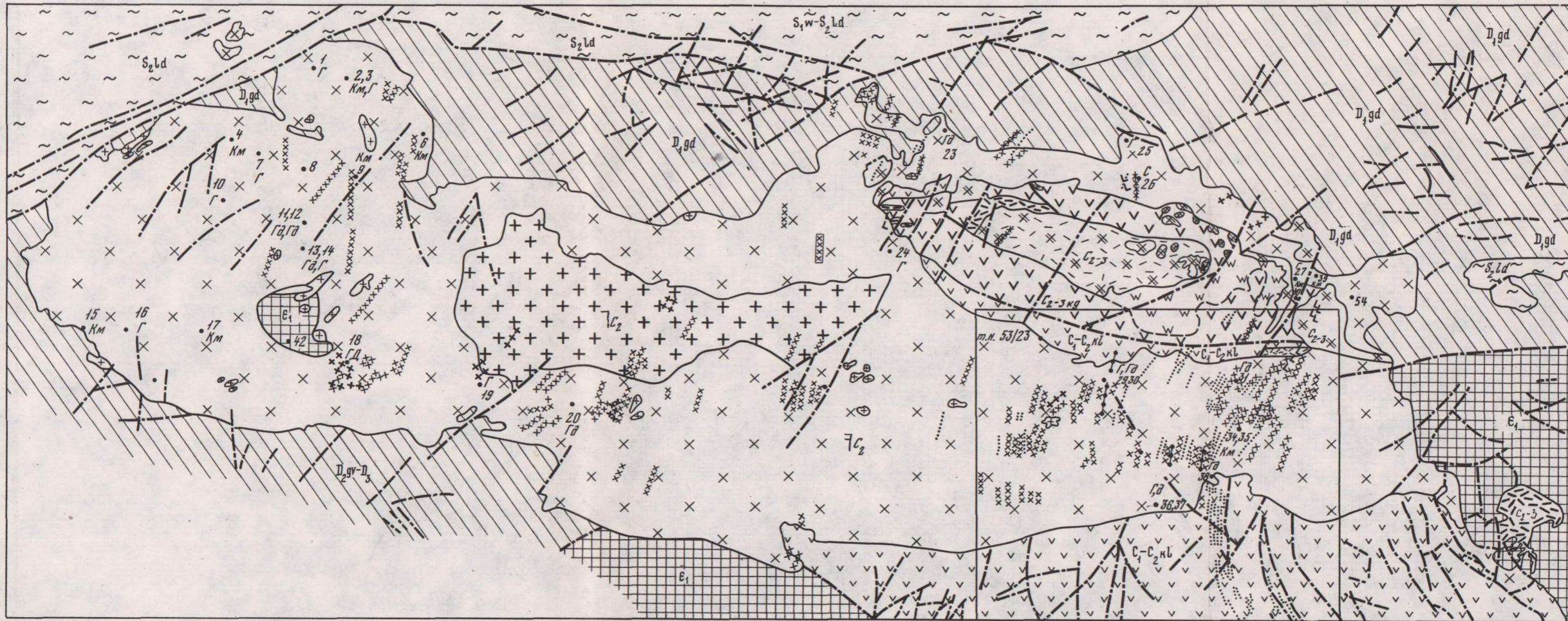
*Утверждено к печати
Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии*

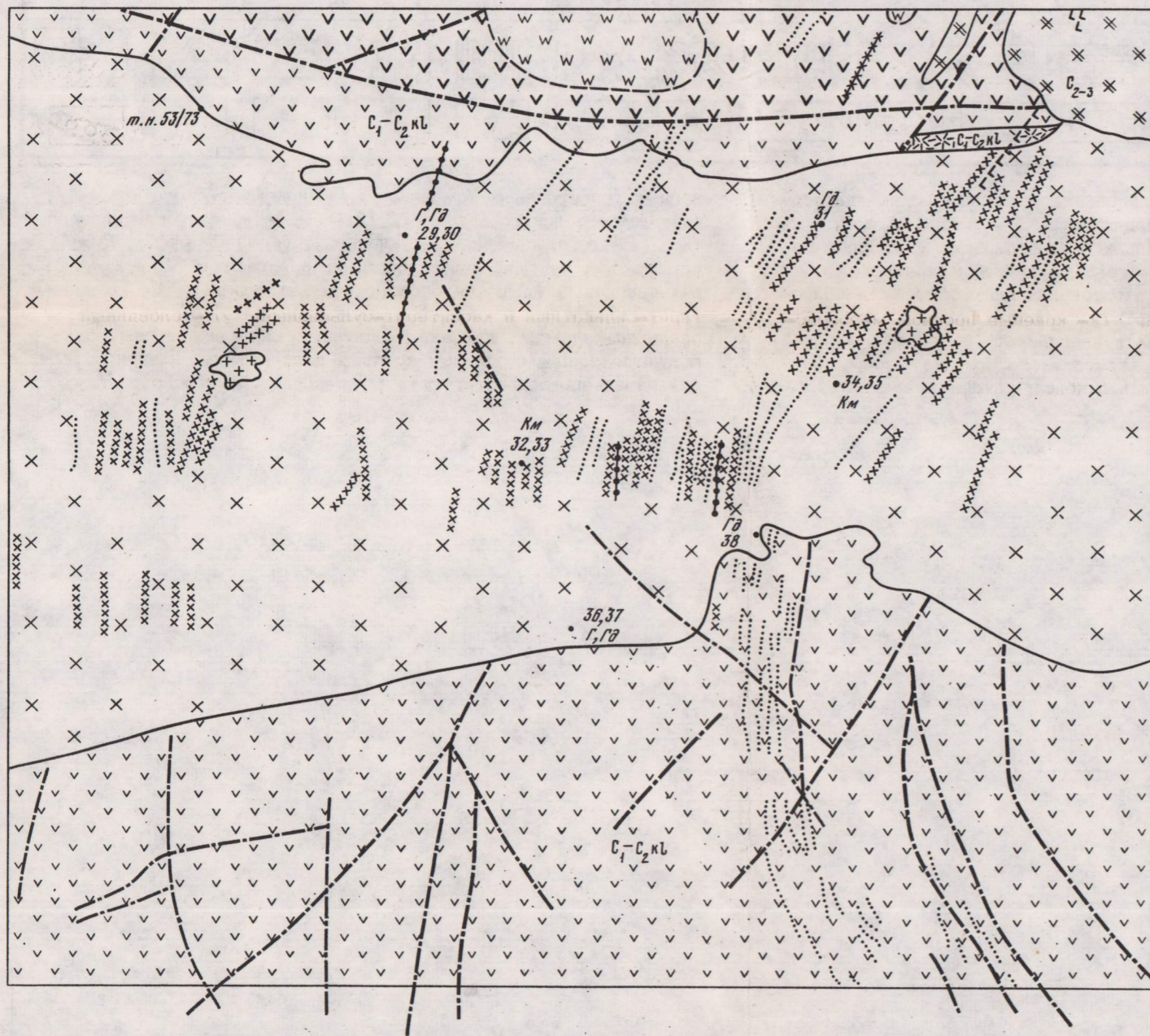
Редактор Я.А. Галушко
Редактор издательства Т.Б. Гришина
Художественный редактор И.К. Капралова
Технические редакторы И.В. Голубева, Н.Н. Копнина

Подписано к печати 3/Х-77 г. Т — 12800
Усл.печ.л. 22,75 + 2 вкладки. Уч.—издл. 25,1
Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная №1
Тираж 1000 экз. Тип.зак. 538.
Цена 2р. 40к.

Книга издана офсетным способом

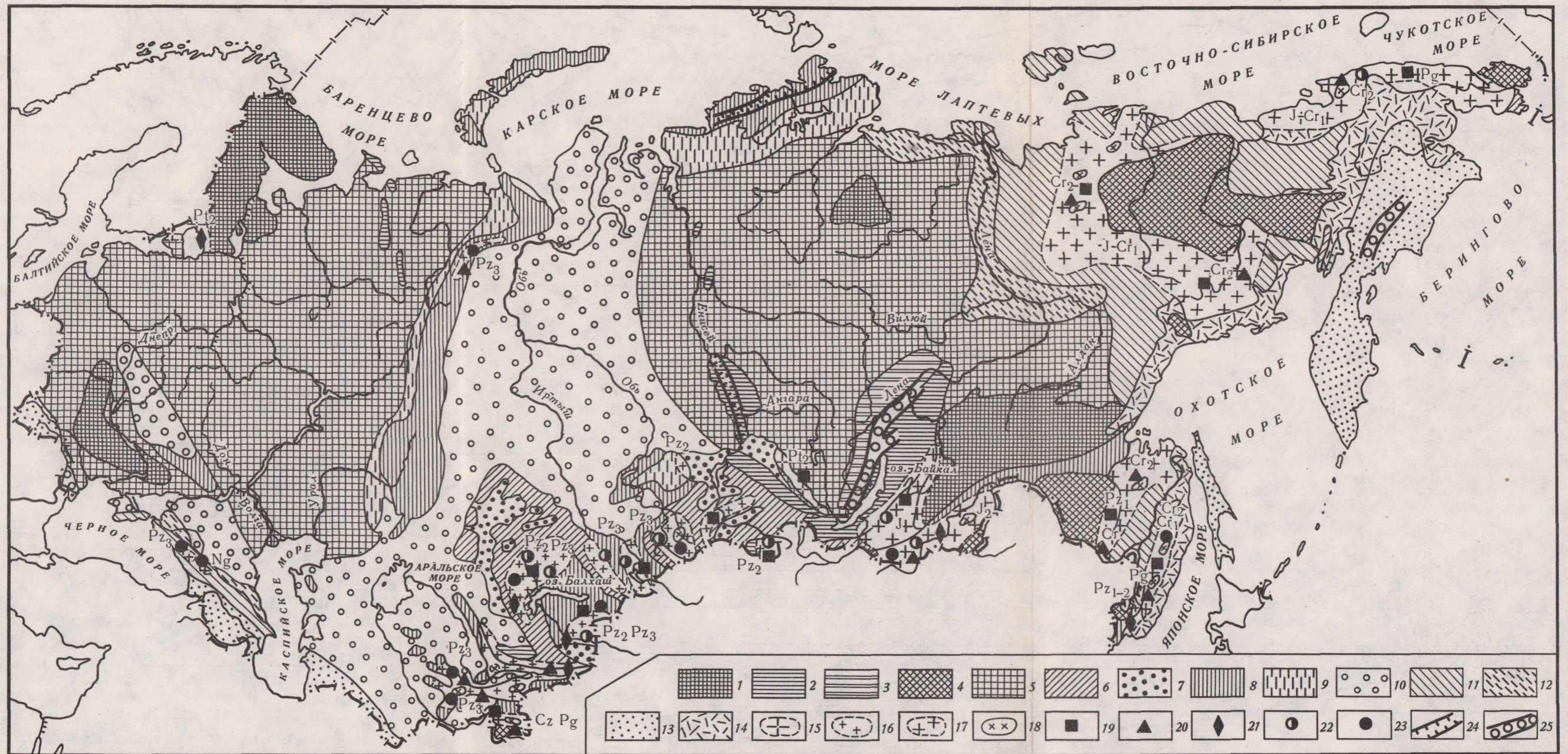
Издательство "Наука", 117485,
Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 94^а
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12





Фиг. 5. Схема геологического строения Топарского интрузива. Составлена С.В. Ефремовой и Г.М. Царевой по данным личных наблюдений и материалам М.М. Решко, В.М. Жуковой и др.

1 - дайки: а - габбро-диабазов, б - липаритовых порфиров, в - полифировых (сферолитовых) и олигофировых гранит-порфиров; 2 - дайки: а - невадитовых диорит-порфиров, б - керсантитов; 3 - гранодиорит-порфиры субинтрузивные, связанные с формированием вулканогенного комплекса C_{2-3} ; 4 - автомагматические брекчии дацитового состава C_{2-3} ; 5 - субвулканические тела липаритов C_{2-3} ; 6 - андезитовые порфириты C_{2-3} кг (керегетасская свита); 7 - дайки невадитовых гранит-порфиров до гранодиорит-порфиров C_2 ; 8 - дайки мелкозернистых и среднезернистых равномернозернистых диоритов C_2 ; 9 - пологие тела и дайки мелкозернистых гранитов C_2 ; 10 - крупнозернистые порфировидные граниты (II интрузивная фаза, C_2); 11 - гранодиориты, граниты, кварцевые монодиориты (I интрузивная фаза); 12 - липаритовые порфиры C_1-C_2 kl (калмакэмельская свита); 13 - андезитовые порфириты (C_1-C_2 kl); 14 - песчаники с линзами гравелитов, туфогенные песчаники, алевролиты (D_3fm, D_1); 15 - песчаники, алевролиты, конгломераты ($S_w - S_{1d}$); 16 - диабазы, пироксениты, перидотиты, змеевики (Ст); 17 - тектонические нарушения; 18 - вторичные кварциты; 19 - точки наблюдения, для которых автором выполнены количественно-минеральные подсчеты (шлифы автора и М.М. Решко, В.М. Жуковой); 20 - Гд - гранодиориты, Г - граниты, Кмд - кварцевые монодиориты, Км - кварцевые монциты



Фиг. Главные районы развития оловоносных и вольфрамоносных гранитоидных комплексов. Составили В.А. Павлов и М.Г. Руб по материалам личных исследований и литературным данным. Тектоническая основа — по тектонической карте Евразии (Тектоника Евразии, 1966 г.), оловоносные районы — по М.П. Материнову (1974)

1 — области дорифейской складчатости (кристаллические щиты); 2 — области байкальской складчатости; 3 — краевые прогибы байкальской складчатости; 4 — дальневосточные массивы поздних байкалид и другие жесткие массивы в областях мезозой-

ской складчатости; 5 — чехол древних и забайкальских платформ; 6 — области каледонской складчатости; 7 — средне- и верхнепалеозойские впадины в байкалидах и каледонидах; 8 — области герцинской складчатости; 9 — краевые прогибы герцинской складчатости; 10 — чехол эпипалеозойских платформ; 11 — области мезозойской складчатости; 12 — краевые прогибы мезозойской складчатости; 13 — области альпийской (средиземноморской) складчатости и кайнозойского тектогенеза востока Азии; 14 — мезо-кайнозойские вулканогенные пояса; районы развития рудо-

носных гранитоидных комплексов: 15 — докембрийского возраста; 16 — палеозойского возраста, 17 — мезо-кайнозойского возраста; 18 — породы монзонит-граносиенитового ряда рудоносных комплексов; ведущие типы рудной минерализации: 19 — касситерит-кварцевый (включая оловоносные пегматиты), 20 — касситерит-силикатный и касситерит-сульфидный; 21 — словянский скарново-рудный; 22 — вольфрамитовый; 23 — шеелитовый; оловорудные зоны, магматизм которых детально не изучен; 24 — палеозойского возраста; 25 — мезо-кайнозойского возраста

Таблица 5

Химический состав вулканитов и связанных с ними субинтрузивных гранитоидов

№ п/п	Порода, номер, место	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₃	SO ₃	H ₂ O+H ₂ O ⁻	Сумма	K ₂ O : : Na ₂ O	K ₂ O + + Na ₂ O	Коэффициенты			
																			калие- вости	общей ще- лочности	агпаит- ности	
Среднекаменно- угольные V(C ₂ ¹)																						
1	Андезитовые порфириды, среднее из 38 анализов, Токрауский синклиниорий (Кежежинскас, 1969)	58,09	0,73	16,76	3,16	3,92	0,07	3,02	4,78	3,77	2,96					97,26	0,8	6,3	0,44	0,67	0,40	
2	Андезито-дацитовые автомагматические брекчии; № 0237А; район массива Каракемер	63,10	0,52	17,15	2,51	2,96	0,08	2,26	4,31	3,74	2,92	0,83		0,02		100,4	0,8	6,69	0,44	0,87	0,39	
3	Гомеогенные включения в андезитовых автомагматических брекчиях; №0237Б; там же	63,80	0,52	16,11	2,36	2,69	0,07	2,26	4,38	3,66	3,24	0,87		0,02		99,98	0,9	6,9	0,47	0,94	0,43	
4	Субинтрузивные гранодиорит-порфиры (I фаза); № 0251Б; там же	63,80	0,52	16,93	2,59	2,32	0,08	2,15	3,99	3,72	3,2	0,98		0,01		100,28	0,9	6,92	0,46	0,98	0,41	
5	То же, там же (данные А.В. Кожева и др., 1971 г.)	63,83	0,58	15,82	2,49	3,30	0,16	2,25	3,89	2,90	3,4	1,14	0,13			99,89	1,2	6,3	0,54	0,78	0,40	
6	Субинтрузивные порфиридные гранодиориты (II фаза); № 0251А; там же	60,58	0,54	17,27	3,05	3,10	0,096	2,66	5,50	3,44	2,88	0,85		0,02		99,99	0,8	6,32	0,46	0,72	0,37	
7	То же (данные А.В. Кожева и др. 1971 г.)	62,41	0,55	16,14	2,48	3,28	0,13	2,25	3,69	3,90	2,9	1,53	0,13			99,39	0,7	6,8	0,43	0,85	0,42	
8	Субвулканические андезито-дацитовые порфириды; № 608; район массива Сарыюлен	62,28	0,51	15,68	3,11	3,23	-	2,90	3,52	3,17	3,54	1,10	0,23		0,30	99,57	1,0	6,69	0,53	0,72	0,43	
9	Андезито-дацитовые автомагматические брекчии (I генерация), среднее из 3 ан., там же	62,6	0,43	16,82	3,06	2,86	0,03	2,4	3,88	3,35	3,34	0,7	0,13		0,13	99,73	1,1	6,71	0,50	0,81	0,40	
10	Андезито-дацитовые автомагматические брекчии (II генерация), № 095; там же	63,6	0,49	16,25	2,10	3,42	0,09	2,36	4,12	3,42	3,37				0,39	0,14	99,75	1,0	6,79	0,50	0,86	0,42
11	Субинтрузивные гранодиорит-порфиры (I фаза), № 096, там же	64,35	0,47	16,38	2,57	2,36	0,09	2,01	4,09	3,4	3,42				0,54	0,14	99,82	1,0	6,82	0,50	0,98	0,42
12	То же (Шарпенко, 1968)	63,67	0,45	15,99	2,71	3,03	0,08	1,95	4,11	3,3	3,10	1,13	0,16			99,99	0,9	6,4		0,98	0,42	
13	Субинтрузивные порфиридные гранодиориты (II фаза), № 099; там же	64,41	0,48	16,19	2,35	2,60	0,09	2,00	3,99	3,6	3,72				0,69	0,14	100,16	1,0	7,32	0,51	1,06	0,45
Средне-верхнекаменно- угольные (C ₂₋₃ ¹)																						
14	Андезито-дацитовые порфириды, среднее из 11 ан., Токрауский синклиниорий (андезитовые порфириды по В.В. Кежежинскас, 1969)	61,42	0,66	16,6	2,81	3,64	0,08	2,41	3,67	3,61	3,01					97,91	0,8	6,62	0,45	0,75	0,40	
15	Андезитовые порфириды; № 0201А, район Топарского массива	59,42	0,65	16,57	4,51	3,67	0,1	3,39	5,66	3,12	3,36	0,44		0,01		100,89	1,1	6,48	0,52	0,56	0,39	
16	То же (данные М.М. Решко и др., 1969 г.)	60,21	0,60	16,33	1,70	5,24	0,16	3,40	5,30	3,1	3,0	0,49	0,027			99,56	1,0	6,1	0,49	0,59	0,37	
17	Субвулканические андезито-дацитовые порфириды; № 0193А; там же	62,48	0,54	16,31	2,38	2,73	0,09	2,75	4,54	3,32	3,68	1,55		0,01		100,37	1,1	7,0	0,53	0,89	0,43	
18	Андезито-дацитовые автомагматические брекчии; № 1/72; там же	60,40	0,65	17,42	1,72	4,82	0,096	2,41	4,70	3,68	3,86	0,54		0,02		100,32	1,0	7,54	0,51	0,84	0,43	
19	То же (данные М.М. Решко и др. 1969 г.)	63,35	0,58	16,08	2,66	2,68	0,16	2,38	3,71	3,35	4,15	0,36	0,17			99,63	1,2	7,5	0,55	0,97	0,47	
20	То же, среднее из 10 ан., Яковлева, Парфенова, 1973)	61,43	0,76	16,66	2,47	3,94		2,75	4,98	3,39	3,73		0,22			100,33	1,1	7,12	0,52	0,78	0,43	
21	Субинтрузивные гранодиорит-порфиры, среднее из 2 ан.; там же	66,12	0,53	15,86	1,62	2,59	0,07	1,69	3,15	3,37	4,56	0,79		0,01		100,36	1,4	7,93	0,58	1,34	0,5	
22	То же, среднее из 10 ан., (Яковлева, Парфенова, 1973)	63,70	0,53	15,22	2,53	3,92		2,75	3,78	3,26	3,98		0,22			99,89	1,2	7,24	0,55	0,79	0,48	

Таблица 5 (окончание)

№ п/п	Порода, номер, место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeC	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₃	SO ₃	H ₂ O+H ₂ O ⁻	Сумма	K ₂ O : Na ₂ O	K ₂ O + Na ₂ O	Коэффициенты				
																			калие-ности	общей щелочности	аппаитности		
Средне-верхнекаменноугольные (C ₂₋₃ ¹)																							
23	Андезит-дацитовые автомагматические брекчии, среднее из 3 ан. район Жетымшокинского массива	64,28	0,8	14,53	2,88	2,51	0,08	0,88	2,62	3,93	4,64	0,95	0,31			98,41	1,2	8,57	0,54	1,37	0,59		
24	То же, среднее из 2 ан.	65,5	0,68	16,0	2,06	1,5	0,09	1,36	2,72	3,96	4,76				0,87	0,28	99,78	1,2	8,72	0,55	1,77	0,55	
25	Гомеогенные включения в андезит-дацитовых автомагматических брекчиях; № 0128а; там же	66,2	0,63	16,25	1,09	0,92	0,08	0,77	2,95	4,17	4,67				0,74	0,24	99,52	1,1	8,84	0,53	2,47	0,54	
26	Субинтрузивные гранодиорит-порфиры (I фаза); среднее из 3 ан.; там же	66,02	0,6	14,8	2,11	2,1	0,08	0,88	3,19	3,88	4,92	0,67	0,25			99,5	1,3	8,8	0,56	1,73	0,59		
27	То же; № 0277а	67,06	0,49	16,56	1,85	1,48	0,07	0,95	2,59	3,54	4,76				0,37	0,33	100,05	1,3	8,3	0,57	1,94	0,50	
28	То же; среднее из 2 ан.	66,78	0,65	15,58	1,82	1,45	0,10	0,77	3,16	3,72	5,05				0,6	0,22	99,9	1,4	8,77	0,58	2,17	0,56	
29	Субинтрузивные кварцевые монзонит-порфиры (III фаза); № 0247Б, там же	66,52	0,52	17,67	1,88	0,96	0,06	0,93	2,07	3,76	4,70				0,8	0,26	100,13	1,3	8,46	0,56	2,24	0,48	
30	Субинтрузивные порфировидные кварцевые монзониты (III фаза); № 0288а; там же	67,02	0,45	15,00	1,57	1,42	0,10	0,40	3,07	4,00	4,9	1,45	0,28			0,60	100,26	1,2	8,9	0,55	2,63	0,59	
31	То же; № 0288А	66,72	0,53	15,20	1,76	1,3	0,09	0,99	2,75	3,74	4,99				1,25	0,29	99,64	1,3	8,73	0,57	2,16	0,57	
Средне-верхнекаменноугольные (C ₂₋₃ ²)																							
32	Трахи-липаритовые порфиры, среднее из 79 ан., Токрауский синклиорий (липаритовые порфиры по В.В. Копежинскас, 1969)	71,12	0,30	14,04	1,43	1,79	0,06	0,60	1,43	3,88	4,18					98,83	1,1	8,06	0,52	2,11	0,57		
33	Трахи-липаритовые автомагматические брекчии № 0125/1М, район горы Южный Кызылжал	68,5	0,43	14,98	1,34	1,49	0,06	1,13	2,37	4,16	3,99			0,17	F=0,06	0,51	0,37	99,61	1,0	8,15	0,49	2,06	0,54
34	То же, № 0125/1Б	68,36	0,50	15,80	1,65	2,46	0,06	0,72	2,23	4,06	4,26	0,33	0,01			100,44	1,0	8,32	0,51	1,72	0,53		
35	Субинтрузивные гранит-порфиры эндоконтактной фазии; № 0271А; там же	68,52	0,46	14,10	1,91	0,94	0,09	0,67	2,63	3,36	4,54	3,08	0,05			100,35	1,4	7,9	0,57	2,24	0,56		
36	То же в центральной части тела; № 0271/8	73,10	0,27	13,23	0,51	1,25	0,04	0,61	1,17	4,02	4,10	CO ₂ =0,78	0,11	0,07	0,55	0,18	99,99	1,0	8,12	0,50	3,43	0,61	
37	То же; № 0271/Б	73,7	0,25	14,23	0,71	1,22	0,06	0,11	1,04	4,04	4,08	1,12		0,01		100,56	1,0	8,12	0,50	3,98	0,57		
38	Трахи-липаритовые автомагматические брекчии; № 0228 АМ, район Карашинской мульды	68,1	0,41	15,19	1,29	1,61	0,09	1,21	2,55	3,93	4,00			0,12	F=0,005	0,67	0,34	99,52	1,0	7,93	0,50	1,93	0,52
39	То же; № 0228 А	68,18	0,40	15,63	1,70	1,49	0,07	0,72	2,67	4,00	3,96	0,74		0,02		99,58	1,0	7,96	0,50	2,04	0,51		
40	Субинтрузивные гранит-порфиры эндоконтактной фазии; № 0224/71; там же	67,20	0,40	16,09	1,72	1,20	0,08	0,90	2,43	4,42	3,92			0,15	F=0,005	0,73	0,38	99,63	0,9	8,32	0,47	2,18	0,52
41	То же; № 0224А	67,28	0,47	15,81	1,72	1,88	0,06	1,14	2,71	4,10	3,95	1,00		0,01		100,12	1,0	8,05	0,49	1,7	0,51		
42	То же; в центральной части тела; № 0222А/10	68,20	0,40	15,79	1,46	1,50	0,14	0,93	2,05	4,03	3,97			0,13	F=0,1	0,29	0,44	99,43	1,0	8,0	0,50	2,06	0,51
43	То же; № 0224Б	68,10	0,37	16,15	1,78	1,46	0,07	0,63	2,07	4,40	4,08	1,24		0,2		100,37	0,9	8,48	0,48	2,19	0,53		
Верхнекаменноугольные - нижнепермские (C ₃ -P ₁)																							
44	Трахи-липаритовые порфиры, среднее из 84 ан., Токрауский синклиорий (липаритовые порфиры по В.В. Кепежинскас, 1969)	71,12	0,36	14,44	1,56	1,51	0,06	0,58	1,44	3,78	4,29					99,14	1,1	8,07	0,53	2,21	0,56		
45	Трахи-липаритовые автомагматические брекчии; № Бал-1, район Бергыского массива	69,60	0,28	14,05	1,66	2,39	0,08	0,97	1,58	3,56	4,86	0,72	0,11	S=0,01		0,23	100,1	1,4	8,42	0,58	1,68	0,60	
46	То же среднее из 3 ан. (данные Е.Е.Рожко и др., 1969 г.)	68,78	0,4	15,06	1,61	1,76	0,04	0,47	1,23	3,3	5,9	0,88		0,05	0,25		99,73	1,8	9,2	0,64	2,40	0,61	
47	Субинтрузивные порфировидные кварцевые монзониты, № Бал-21, там же	66,60	0,45	15,20	2,70	1,91	0,11	1,57	2,85	3,2	4,36	1,23	0,22	S=0,22		0,07	100,51	1,4	7,56	0,58	1,22	0,50	
48	То же; район массива Кождомбак (сиениты по данным Е.Е.Рожко и др., 1969)	66,45	0,7	15,34	2,10	2,69	0,06	1,48	2,37	3,6	5,3			0,28	0,02		99,77	1,5	8,9	0,60	1,42	0,58	

Примечание. Анализы 2, 3, 4, 6, 15, 17, 18, 34, 35, 37, 39, 41, 43 выполнены в Центральной лаборатории Управления СМ АзССР по геологии, Баку, аналитик А.П. Хачинянц; 8, 9 - в

спектрохимической лаборатории МГУ, аналитик Бондарева; 10, 11, 13, 21, 24, 25, 27, 28, 29, 31, 36, 38, 40, 42, 33 - в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР, аналитики Г.С. Есикова, С.И. Гундиенкова,

В.М. Жарова, Г.Е. Каленчук, Т.Н. Колобаева; 23, 26, 30 - в лаборатории Управления геологии АрмССР, Ереван; 4, 5, 47 - в Центрально-Архангельской комплексной ПРЭ.

2 р. 40 к.

2356

